

**GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUR GENESE
DES ERZVORKOMMENS
RIIHILAHTI / FINNLAND**

DISSERTATION

zur Erlangung des Grades
' Doktor der Naturwissenschaften '
am Fachbereich Geowissenschaften
der Johannes Gutenberg-Universität
Mainz

Roland Merkle
geb. in Herxheim b. Landau

Mainz, 1982

**GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUR GENESE
DES ERZVORKOMMENS
RIIHILAHTI / FINNLAND**

DISSERTATION

zur Erlangung des Grades
' Doktor der Naturwissenschaften '
am Fachbereich Geowissenschaften
der Johannes Gutenberg-Universität
Mainz



Roland Merkle
geb. in Herxheim b. Landau

Mainz, 1982

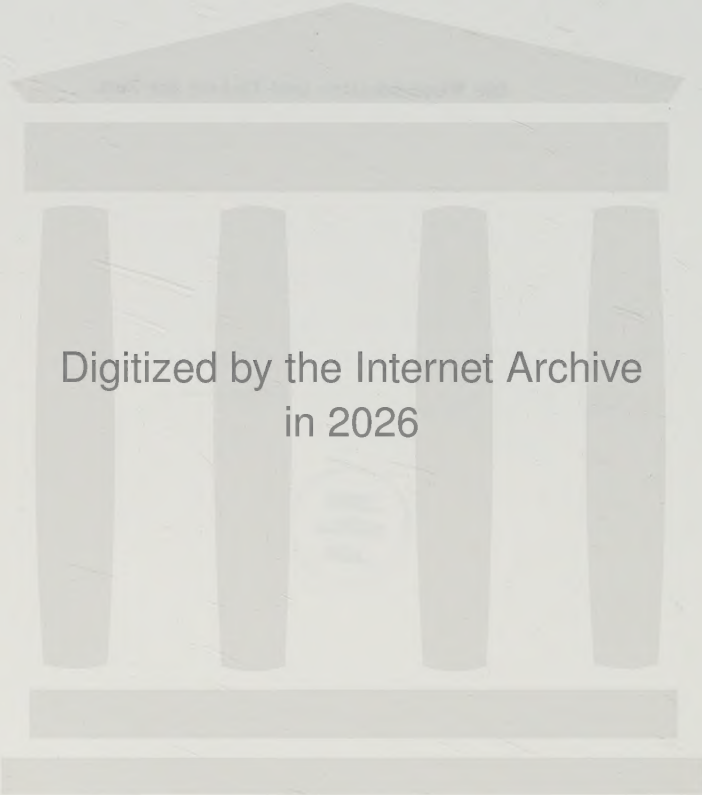


Dekan Prof. Dr. D. Berg

1. Berichterstatter: Prof. Dr.-Ing. A. Helke
2. Berichterstatter: Prof. Dr. H. J. Tobschall

Tag der mündlichen Prüfung: 20.12.1982

Die Wissenschaften sind Töchter der Zeit.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	I
1. Einleitung und Aufgabenstellung	1
2. Geographische Lage	3
3. Geologischer Überblick	4
3.1. Alter und Stratigraphie	4
3.2. Struktur	6
3.3. Geochemische Zonen	6
3.4. Outokumpu - Zone	7
4. Riihilahti, geologischer Überblick	8
5. Die Abfolge der Gesteine in Riihilahti und ihre genetischen Beziehungen	9
6. Probennahme	13
7. Probenaufbereitung	13
8. Analysenmethoden und Geräte	16
9. Herstellung der Präparate für die RFA	18
10. Anmerkungen zur Glühverlustbestimmung	22
11. Röntgenfluoreszenz - Analytik	27
12. Standards	29
13. Elementbestimmungen mit der RFA	31
13.1. Die Bestimmungen der Elementoxidgehalte von Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K und P	31
13.1.1. Anmerkungen zur Qualität der Hauptelement - Daten	33
13.1.1.1. Die Reproduzierbarkeit der Daten	33
13.1.1.2. Die Genauigkeit der Daten	36
13.2. Die Bestimmung von Natrium	37
13.3. Die Bestimmung der Spurenelementgehalte	38
13.3.1. Analysen auf Kobalt, Chrom und Vanadium	38
13.3.2. Analysen auf Kupfer und Zink	40
13.3.3. Analysen auf Nickel	41
13.3.4. Analysen auf Niobium, Rubidium, Strontium, Yttrium und Zirkonium	43
14. Statistische Tests und Operationen	45
14.1. Mittelwerte	45
14.2. t - Test	45
14.3. Tukey - Test	48
14.4. Kolmogorov - Test	52

	Seite
14.5.	Smirnov - Test
14.6.	Pearson - Korrelationen
14.7.	Cluster - Analyse
14.8.	Diskriminanzanalyse
14.9.	Faktorenanalyse
15.	Hydrothermale Umwandlung von mafischen Vulkaniten
15.1.	Allgemeiner Überblick
15.2.	Experimentelle Untersuchungen in der Literatur
15.3.	Beobachtungen über Umwandlungen in der Natur
15.4.	Umwandlungen am Mafit von Riihilahti
15.4.1.	Die Korrelation zwischen Al_2O_3 und Zr
15.4.2.	Die Darstellung der Umwandlungen
15.4.3.	Das Verhalten der Elemente
15.4.3.1.	Silizium
15.4.3.2.	Titan
15.4.3.3.	Eisen
15.4.3.4.	Mangan
15.4.3.5.	Magnesium
15.4.3.6.	Kalzium
15.4.3.7.	Natrium
15.4.3.8.	Kalium
15.4.3.9.	Phosphor
15.4.3.10.	Schwefel
15.4.3.11.	Kohlenstoff
15.4.3.12.	Kristallwasser
15.4.3.13.	Karbonatgehalte
15.4.3.14.	Die Spurenelemente
15.4.3.15.	Rekapitulation
15.5.	Darstellung der Umwandlungsvorgänge an einem Profil
16.	Ausschluß der für geochemische Vergleiche der Mafit - Fazien ungeeigneten Proben
16.1.	Die Analyse 15881 A
16.2.	Proben in der Nachbarschaft granitischer Intrusionen
17.	Die Verteilung der Elemente in den Mafit - Proben
17.1.	Überprüfung der Verteilungstypen

	Seite
17.2.	Der Verteilungstyp des Rubidiums (und Niobiums) 115
18.	Unterschiede in der geochemischen Charakteristik der Mafit - Fazien 118
19.	Die Anzahl der Extrusionen in Riihilahti 124
20.	Klassifikation des Mafits 127
20.1.	Anmerkungen zu der Möglichkeit, den Mafit von Riihilahti als den Förderkanal der hydrothermalen Erzlösungen zu interpretieren 127
20.2.	Klassifikation der Mafit - Proben nach dem Chemismus 130
20.2.1.	Klassifikation anhand der Hauptelemente 132
20.2.1.1.	Klassifikationsmöglichkeiten unter Verwendung der CIPW - Norm 133
20.2.1.2.	Klassifikation anhand der Analyseergebnisse 136
20.2.2.	Klassifikation anhand von Spurenelement - Daten 142
21.	Geochemische Charakteristik des Mafits und seine Genese 153
21.1.	Einführung 153
21.2.	Die Kohlenstoffgehalte und der Oxidationsgrad des Mafits 153
21.3.	Die mögliche Bildung des Graphits nach der Platznahme 159
21.4.	Die Sulfidgehalte und die Gehalte an Erzmعادallen 162
21.5.	Betrachtung unter dem Gesichtspunkt einer Differentiation von metallischem Eisen 171
21.6.	Die Differentiationsvorgänge und ihr Einfluß auf Nicht - Erzmعادalle 174
21.7.	Metallisches Eisen im Mafit und die mutmaßlichen Vorgänge beim Aufstieg der Schmelze 183
21.8.	Die Beziehungen der inkompatiblen Elemente 186
21.9.	Rekapitulation 187
22.	Mögliche assoziierte Lagerstätten 189
23.	Die metasomatische Entstehung der Gesteinsabfolge in der Nachbarschaft des Mafits 193
24.	Geochemische Charakteristik der Kummingtonit - Felse 201
24.1.	Unterscheidung der KUFM vom Mafit 201

	Seite
24.2.	Unterscheidung der beiden Kummingtonit - Fels - Fazien
	201
25.	Geochemische Charakteristik der granatführenden Gneise
	206
25.1.	Abgrenzung zwischen GGNM und KUFM
	206
25.2.	Unterschiede zwischen den beiden Fazien der granatführenden Gneise
	209
26.	Geochemische Charakteristik der Gneise ($\pm$ Skarnlagen)
	210
26.1.	Abgrenzung zwischen GGNM und GN
	211
26.2.	Sterile Gneise (GN)
	212
26.2.1.	Klassifikation der GN - Proben nach geochemischen Gesichtspunkten
	216
26.3.	Cordierit- und chlorithaltige Gneise (CGN)
	227
26.3.1.	Unterschiede zwischen GN und CGN
	227
26.3.2.	Die Elementbeziehungen in den CGN - Proben
	228
26.4.	Skarnlagenhaltige Gneise (SKGN)
	231
26.4.1.	Unterschiede zwischen GN und SKGN
	232
26.4.2.	Elementbeziehungen in den SKGN - Proben
	234
26.5.	Unterschiede zwischen CGN und SKGN
	237
27.	Die Skarne (SK)
	237
27.1.	Skarne im Liegenden des Mafits
	238
27.2.	Unterschiede zwischen SK und SKGN
	238
27.3.	Elementbeziehungen in den Skarnen
	239
28.	Erze (SKE und GNE)
	243
28.1.	Sulfidreiche Skarne (SKE)
	244
28.2.	Sulfidreiche Gneise (GNE)
	245
28.3.	Unterschiede zwischen SKE und GNE
	248
29.	Zusammenfassende Diskussion der hydrothermalen Aktivitäten
	249
29.1.	Ursachen der hydrothermalen Aktivität
	249
29.2.	Herkunft der hydrothermalen Lösungen
	251
29.3.	Die Zusammensetzung der Lösungen
	252
29.4.	Das Verhalten der Hydrothermen bei der Exhalation
	255
29.5.	Rückschlüsse auf die Exhalationen in Riihilahti
	257
29.6.	Die Entstehung der hydrothermal beeinflussten Gesteinsgruppen
	258

		Seite
30.	Die Amphibolite und ihre Ausgangsgesteine	269
31.	Anmerkungen zur paläotektonischen Interpretation der Outokumpu - Zone	278
32.	Die Sonderstellung von Riihilahti unter den Erz- vorkommen der Outokumpu - Zone	279
33.	Anmerkungen zur Qualität der Probengruppierung	280
34.	Literaturverzeichnis	282

ANHANG

Tabelle A 1 : Herkunft der analysierten Bohrkernbereiche

A 2 : Häufigkeitsverteilungen von Elementgehalten

A 3 : Korrelationsmatrizes

A 4 : Analysenergebnisse

A 5 : Standardanalysen

A 6 : Reproduzierbarkeiten der Analysen von Riihilahti

A 7 : Mineralbestände

A 8 : Rechenschema

Zusammenfassung

In der hier vorliegenden Arbeit wird die Genese von Erz und Begleitgesteinen des Erzvorkommens Riihilahti / Finnland unter besonderer Berücksichtigung geochemischer Daten untersucht und interpretiert.

Alle Informationen über dieses Erzvorkommen basieren auf Kernbohrungen der Firma Outokumpu Oy. Die Aufnahme der Bohrkerne nach lithologischen Gesichtspunkten ermöglicht es, eine Interpretation der geologischen Verhältnisse in Form geologischer Querprofile vorzunehmen. Diese Profile zeigen, daß die Gesteine in Riihilahti isoklinal verfaltet sind, mit einem Streichen der Faltenachsen zwischen 30 und 50 ° und einer SE - Vergenz der Achsenebenen. Aus der Interpretation der geologischen Querprofile und der dabei zu beobachtenden Gesteinsbeziehungen lassen sich Rückschlüsse auf genetische Prozesse in Riihilahti ziehen, die anhand geochemischer Daten überprüft und nachgewiesen werden.

Zu diesem Zweck wurden 291 Proben aus 51 Bohrkernen für geochemische Analysen entnommen. Neben den Hauptelementen wurden die z.T. in sehr hohen Konzentrationen vorliegenden " Spurenelemente " Co, Cr, Cu, Nb, Ni, Rb, Sr, V, Y, Zn und Zr mit der Röntgenfluoreszenz bestimmt. Die Qualität der Analysen wird eingehend überprüft und dargestellt.

Das zentrale Problem für die Interpretation der Genese dieses Erzvorkommens stellt der Mafit von Riihilahti dar, ein Metavulkanit mit sehr niedrigen SiO_2 - Gehalten, extrem hohen Eisengehalten und hohen Gehalten an Graphit, MgO , Cu, Zn, S u.a..

Anhand einer sehr detaillierten Untersuchung der Umwandlungsvorgänge, auch unter Berücksichtigung von Profilen durch einzelne Mafit - Körper, kann gezeigt werden, daß alle Elemente bei der Eruption Bestandteile des Mafits waren und bei der Umwandlung (bzw. als Folge der Umwandlung bei der Metamorphose) in ihren Gehalten relativ zu Al_2O_3 verringert wurden.

Um die Anzeichen einer starken Differentiation (hohe Eisengehalte, hohe Gehalte inkompatibler Elemente) mit den hohen MgO - Gehalten in Einklang bringen zu können, wird für diesen Mafit ein Magmenmischungs - Modell vorgeschlagen und ausführlich diskutiert. Es geht von einem nur geringen Aufschmelzungsgrad eines stark reduzierten und in Bezug auf Eisen und Kohlenstoff eventuell inhomogenen Mantels aus. Durch (mehrmalige ?) Mischung mit späteren Schmelzen des gleichen

Mantelbereiches und eine ausgeprägte Differentiation ergibt sich der Chemismus des Mafits.

Der Versuch, anhand der gebräuchlichen Diskriminationsverfahren eine Klassifikation dieses Mafits durchzuführen, ergibt starke Hinweise darauf, daß es sich bei diesem Gestein um einen tholeiitischen Vulkanit mit gewissen Ähnlichkeiten zu basaltischen Komatiiten handelt, der wahrscheinlich an den konstruktiven Rändern schnell driftender Platten gebildet wurde.

Neben dem Mafit werden auch die in Riihilahti auftretenden Amphibolite als Produkte einer magmatischen Aktivität gedeutet. Bei der Überprüfung der geochemischen Zusammensetzungen dieser Metavulkanite zeigt sich, daß die Amphibolite keine homogene Probengruppe darstellen. Es existieren vermutlich zwei unterschiedliche Typen, von denen einer eine Ozeanboden - Affinität aufweist, die andere Gruppe dagegen eher Inselbogen - Vulkaniten eines frühen Entwicklungsstadiums ähnelt.

Über die relative Altersstellung dieser mutmaßlich drei vulkanischen Phasen ist keine Aussage möglich, es kann deshalb auch kein Beitrag zu paläotektonischen Modellen der Outokumpu - Zone geliefert werden.

Aufgrund der Gesteinsbeziehungen im geologischen Verband und der lithologischen Ausbildung lassen sich beim Mafit von Riihilahti drei Fazien unterscheiden, die auf den extrusiven bzw. intrusiven Charakter des Mafits zurückzuführen sind. Es wird untersucht, inwieweit sich diese Fazien auch geochemisch unterscheiden lassen, mit welcher statistischen Sicherheit die beobachteten Unterschiede tatsächlich existieren und wodurch sie hervorgerufen wurden.

Bedingt durch die Extrusion bzw. die Intrusion des Mafits in nur gering verfestigte, wasserreiche Sedimente lassen sich in der Nachbarschaft des Mafits zwei unterschiedliche Gesteinabfolgen erkennen. Bei intrusiven Mafit - Körpern bildete sich eine metasomatische Gesteinsabfolge mit Kummingtonitfelsen und granatführenden Gneisen aus, deren Zusammensetzung und Entstehung (Abnahme des Mafit - Einflusses mit der Entfernung) untersucht und diskutiert werden. Diese Überprüfung findet sowohl an den Durchschnittsgehalten der Gesteinsgruppen, als auch anhand von Profilen statt. Die zu beobachtenden geochemischen Unterschiede werden auf ihre statistische Sicherheit überprüft.

Die zweite Gesteinsabfolge, die im Hangenden der extrusiven Mafit - Körper auftritt, besteht aus der karbonatreichen Randzone des

Mafits und dem Auftreten von Skarnen als metamorphe Reaktionsprodukte der aus hydrothermalen Lösungen ausgefällten Minerale (+ detritogene Bestandteile).

Ohne erkennbaren räumlichen Zusammenhang mit Mafit - Körpern treten Gesteine auf, die in ihrer Ausbildungsform den metasomatisch entstandenen Kummingtonitfelsen und granatführenden Gneisen entsprechen. Sie werden als Metatuffite mit unterschiedlichen Mischungsverhältnissen von Pyroklastika und Detritus angesehen. Die Unterschiede in der geochemischen Zusammensetzung im Vergleich zu der metasomatisch entstandenen Gesteinsabfolge werden diskutiert und statistisch überprüft.

Iniziiert, oder zumindest verstärkt durch die Eruption des Mafits, beeinflusste hydrothermale Aktivität die Zusammensetzung der Sedimente im Bereich des Erzvorkommens Riihilahti. Selbst die am wenigsten beeinflusste Gesteinsgruppe zeigt zumindest für die Erzmehalle relativ hohe Durchschnittswerte und kann somit für die Ermittlung von Untergrundwerten nicht herangezogen werden. Dennoch wird anhand dieser Proben gezeigt, daß es sich um Grauwacken gehandelt haben muß, die in diesen Ablagerungsraum eingebracht wurden.

Unterschiedliche Grade der hydrothermalen Beeinflussung zeigen die Gesteinsgruppen der cordieritführenden Gneise, der skarnlagenhaltigen Gneise, der Skarne, sowie die besonders erzeichen Partien von Gneisen und Skarnen. Die Unterschiede in der geochemischen Zusammensetzung werden für die einzelnen Gesteinsgruppen mit statistischen Methoden überprüft, die möglichen hydrothermalen Einflüsse und Mineralbildungen anhand von Korrelationsbeziehungen diskutiert und alle hydrothermal beeinflussten Sedimente und ihre Entstehung zusammenfassend als Ausdruck der räumlich / zeitlichen Veränderungen der Einflüsse und Prozesse diskutiert.

In Riihilahti treten drei genetisch unterschiedliche Vererzungstypen auf, nämlich ein magmatischer, ein metasomatischer und ein hydrothermal umgelagerter Erztyp. Aufgrund dieser komplexen Genese und der ungewöhnlichen Zusammensetzung des begleitenden Mafits nimmt dieses Erzvorkommen eine Sonderstellung in der Outokumpu - Zone ein.

1. Einleitung und Aufgabenstellung

Im Jahre 1956 wurden bei der Prospektion im Bereich des Ortes Varislahti (vergl. Abb. 2.2) zahlreiche Geschiebe in Moränen gefunden, die auf die Anwesenheit einer Kupfervererzung hindeuteten. Durch die Rekonstruktion der Fließrichtung des Eises wurde das Gebiet von Riihilahti als mögliches Herkunftgebiet dieser vererzten Geschiebe ermittelt. Geophysikalische Untersuchungen erwiesen die Existenz mehrerer Anomalien, die im Jahre 1957 in einem umfangreichen Bohrprogramm weiter untersucht wurden. Die Bohrungen bestätigten die Anwesenheit von Kupfererz in Riihilahti (HUHMA 1958). Aufgrund der geringen Größe der Erzreserven und der niedrigen Kupferpreise war bisher ein Abbau des Erzes ökonomisch nicht interessant.

Unabhängig vom wirtschaftlichen Aspekt wurden Teilaspekte und spezielle Untersuchungsergebnisse bereits veröffentlicht, so z.B. die Entdeckung des Kobaltpentlandits (KOUVO et al 1959).

Seit vielen Jahren ist bekannt, daß sich das Erzvorkommen von Riihilahti von allen anderen Vorkommen der Outokumpu - Zone unterscheidet (PELTOLA 1978), besonders aufgrund seines hohen Co / Ni - Verhältnisses (HUHMA & HUHMA 1970), aber auch wegen der für die Outokumpu - Zone ungewöhnlichen Gesteinstypen.

Untersuchungen über die Genese dieser Gesteinstypen, die ungewöhnliche geochemische Zusammensetzung des Erzes und die Herkunft des Erzmaterials wurden jedoch nicht durchgeführt.

Zielsetzung der vorliegenden Untersuchung war es, Informationen über die Genese des Erzes und der Nebengesteine zu erhalten. Zu diesem Zweck wurde zunächst geprüft, ob mit Hilfe petrographischer Mittel genetische Aussagen ableitbar sein könnten.

Die erzmikroskopische Bearbeitung des Vorkommens von Riihilahti spiegelt das Bild einer metamorphen Kieslagerstätte wider, die bei Temperaturen $> 500^{\circ} \text{C}$ metamorph überprägt wurde und in der sich die zu beobachtenden Minerale und Texturen aufgrund des chemischen Stoffangebotes bei der Metamorphose einstellen mußten. Dieser metamorphe Erzmineralbestand wurde bei wiederkehrenden Aufheizungen bzw. bei der Abkühlung entsprechend der lokalen physiko - chemischen Bedingungen weiter umgewandelt, wie z.B. die Sulfidisierung von metamorph gebildetem Titanomagnetit zeigt. Es gibt keine Hinweise auf prämetamorphe Erzminerale oder Erztexturen mehr. Die große Ähnlichkeit der auftreten-

den Erzminerale (wenn auch mit variierenden Mengenverhältnissen) und die Ähnlichkeit der Texturen (Gleichgewichtswinkel, Entmischungen ...) mit anderen Vorkommen der Outokumpu - Zone (z.B. MERKLE 1978) war offensichtlich. Aufgrund dieser Untersuchungen war also keine Information über die Genese und über die Gründe des abweichenden Chemismus (siehe HUHMA & HUHMA 1970) zu erlangen.

Auch aus der petrographischen Bearbeitung des Silikatmineralbestandes war kaum eine Aussage über genetische Prozesse ableitbar. Lediglich beim Mafit sind Mineralparagenesen erkennbar, die auf eine Umwandlung und damit auf eine Chemismusänderung vor der Metamorphose hindeuten. Sie bestehen am Rand aus chloritreichen und spinellreichen Paragenesen, im Kern vorwiegend aus Hornblende bzw. Diopsid (siehe Anhang).

Diese Mineralvergesellschaftungen stellen mit Sicherheit keine magmatischen Paragenesen dar. Selbst im Kern der Mafit - Körper, wo Umwandlungsprozesse (siehe Kap. 15.) eine geringere Rolle gespielt haben, sind keine Reste prämetamorpher Minerale oder Texturen zu beobachten. Die jetzt vorliegenden Silikatminerale spiegeln also ebenfalls nur den Mineralbestand wider, der sich aufgrund der Metamorphose unter Bedingungen der Amphibolitfazies und bei mehrmaliger tektonischer Beanspruchung (GAAL et al 1975, PARK 1981 u.a.) aus dem vorliegenden chemischen Stoffbestand bilden mußte. Das Gleiche gilt für alle anderen Gesteine (mit Ausnahme der granitischen Intrusionen ?) in vergleichbarem Maße.

Der Schwerpunkt dieser Untersuchungen liegt auf den genetischen Prozessen und damit auf den Ursachen für die Unterschiede zu den anderen Vorkommen der Outokumpu - Zone. Mit Hilfe der petrographischen Beschreibung erscheint eine Lösung dieser Frage nicht möglich. Deshalb wird auf eine ausführliche Darstellung der petrographischen Besonderheiten verzichtet und im Anhang nur ein kurzer Überblick über den Mineralbestand der Gesteine gegeben. Nur geochemische Untersuchungen lassen unter den gegebenen Umständen eine Möglichkeit offen, anhand von Elementgehalten und den Beziehungen einzelner Elemente zueinander die Genese von Vererzung und Nebengestein zu klären.

2. Geographische Lage

Das Erzvorkommen von Riihilahti befindet sich in Karelien (SE Finnland) ca. 15 km westlich von Outokumpu (Abb. 2.1).

Das Erz und seine direkten Nebengesteine sind nicht an der Oberfläche aufgeschlossen, sondern befinden sich unter dem Wasser einer Bucht des Sees Juojärvi (Abb. 2.2).



Abb. 2.1 : Übersichtskarte zur großräumigen Lage von Riihilahti

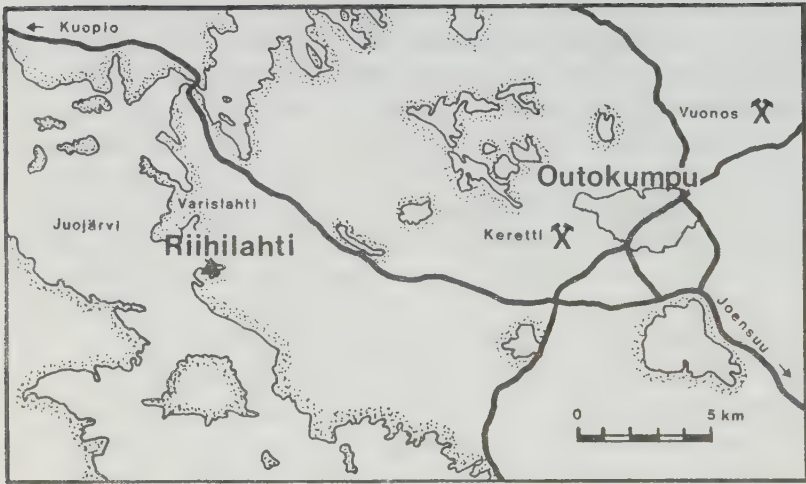


Abb. 2.2 : Geographische Lage des Erzvorkommens Riihilahti

3. Geologischer Überblick

3.1. Alter und Stratigraphie

Der überwiegende Teil der in Finnland anzutreffenden Gesteine ist präkambrischen Alters und wird zu über 95 % von quartären Ablagerungen (Moränen) bedeckt. Nach ihrem Alter lassen sich im baltischen Schild, zu dem auch Finnland gehört, 3 Einheiten des Präkambriums unterscheiden (RANKAMA & WEHLIN 1972).

In der Zeitspanne des frühen Präkambriums (2500 MJ und älter) fällt die Entstehungszeit großer Teile der Gesteine des Nordens und des Ostens Finnlands. Dabei handelt es sich in Ost - Finnland vorwiegend um kataklastische granodioritische und granitische Orthogneise (HUHMA 1975, 1976, PARK 1981, SIMONEN 1971 u.a.), die häufig migmatisiert sind. Das Alter dieser ältesten Gneise wird mit 2600 bis 2800 MJ angegeben.

ben (HUHMA 1976, KOUVO 1958, KOUVO & TILTON 1966, WETHERILL et al 1962). Ein auffallendes Merkmal Ost - Finnlands (und damit auch der Outokumpu - Zone) ist das Auftreten dieser alten Gesteine in Form von Mantelgneisdomen (ESKOLA 1949). Die Entstehung dieser Mantelgneisdomen wird auch heute noch unterschiedlich interpretiert (BRUN 1980, 1982, PARK 1981). Die Interpretation der Entstehung ist aber von großem Interesse für die Interpretation der Sedimentationsvorgänge, für die manche dieser Gneisdomen als Liefergebiete angesehen werden (z.B. HUHMA 1975) und die Faltungsvorgänge, bei denen diese Dome als Resistenzgebiete auftreten könnten. Aufgrund der geringen räumlichen Entfernung des Erzvorkommens von Riihilahti zu einem dieser Dome (Juojärvi - Dome, vergl. HUHMA 1976, PARK 1981) wird die Entstehung dieser Dome von großer Wichtigkeit; dies besonders auch unter dem Aspekt der Altersstellung des Erzvorkommens Riihilahti, da die Grenzziehung zwischen den Gesteinen des frühen Präkambriums (präkarelidische Gesteine) und des mittleren Präkambriums (karelidische Gesteine) oft nicht eindeutig zu treffen ist (HUHMA 1976). Nach HUHMA (1976) sind alle in der Outokumpu - Zone auftretenden Augengneise dem frühen Präkambrium zuzuordnen. Zumindest Ansätze von Augengneisbildung sind aber auch in Bohrkernen von Riihilahti zu beobachten.

Die Gesteine der Svekokareliden, die die Zeitspanne des mittleren Präkambriums (1400 - 2500 MJ) repräsentieren, bilden den größten Teil der Gesteine Finnlands. Sie bestehen aus Schiefern und Gneisen vulkano - sedimentärer Entstehung und gleichaltrigen Intrusionen von wechselndem Chemismus. Innerhalb der Svekokareliden werden zwei Fazien unterschieden. Die suprakrustalen Gesteine epikontinentaler Fazies, die entlang der NE - Grenze des svekokarelidischen Falteingürtels und in der Nachbarschaft des alten Kratons gebildet wurden, werden als Kareliden bezeichnet. Als Svekofenniden werden jene Gesteine bezeichnet, die aus geosynklinalen Gesteinen komplexer Genese und Zusammensetzung bestehen.

Die Outokumpu - Zone, zu der auch Riihilahti gerechnet werden muß (HUHMA 1975, 1976 u.a.) stellt einen Teil der Kareliden dar. Die geologischen Verhältnisse in der Umgebung von Riihilahti sind in der geologischen Karte 1 : 100 000 von Finnland, Blatt 4222 (Outokumpu) dargestellt (HUHMA 1975). Zur stratigraphischen Abfolge in den Kareliden im Allgemeinen bzw. der Outokumpu - Zone im Speziellen, der petrographischen Beschreibung der Gesteine und den Vorstellungen über die Ab-
la-

gerungsraum sei auf die Literatur verwiesen (z.B. GAAL et al 1975, HUHMA & HUHMA 1970, HUHMA 1975, 1976, KOISTINEN 1981, MERILÄINEN 1980, MIKKOLA 1941, PELTOLA 1960, PIIRAINEN 1968, 1975, SIMONEN 1962, 1971, 1980, VÄYRYNEN 1939).

Gesteine des späten Präkambriums (570 - 1400 MJ) sind in Finnland selten und auf einige wenige Vorkommen im Westen und Südwesten Finnlands beschränkt.

3.2. Struktur

Neben einer Kratonisierung mit großen Bruchzonen (z.B. GAAL 1972, MIKKOLA 1971, MIKKOLA & NIINI 1968) wurden die präkambrischen Gesteine Finnlands auch einer ausgeprägten, mehrphasigen Orogenese unterworfen (BOWES 1976 a, b). Für die Kareliden bedeutet das, besonders in der Outokumpu - Zone und deren Umgebung, daß lokal bis zu 7 Verfallungsphasen unterschieden werden können, die z.T. mit Metamorphosebedingungen der Amphibolit - Fazies verbunden waren (BOWES 1976 a, b, 1980, GAAL et al 1975, KOISTINEN 1981, PARK 1981). Diese Deformationen mit wiederholten Temperaturanstiegen erstreckten sich über einen Zeitraum von ca. 500 MJ (GAAL et al 1975, KOISTINEN 1981).

Selbst wenn man annimmt, daß im Bereich des Erzvorkommens Riihilahti nur ein Teil der vielen Deformationsphasen zur Geltung kamen, ist trotzdem davon auszugehen, daß sie ausreichen, um zusammen mit den hohen Temperaturen die primären Erzmineral - und Silikatmineral - Texturen zu verwischen.

3.3. Geochemische Zonen

Die Verteilung der Lagerstätten in Finnland läßt mehrere geochemische Provinzen erkennen (KAHMA 1973, MIKKOLA & NIINI 1968). Von wenigen Ausnahmen abgesehen, liegen alle abbauwürdigen Erzvorkommen in Gesteinen der Svekokareliden. Über 90 % der bekannten, bzw. im Abbau befindlichen finnischen Sulfiderze gehören Vorkommen an, die in einem Gürtel von 40 - 150 km Breite und über 400 km Länge liegen (KAHMA 1973). Als Teil dieses Sulfiderz - Gürtels wird auch die Outokumpu - Zone angesehen.

3.4. Outokumpu - Zone

Die Erzzone von Outokumpu, die sich über ein Areal von ca. 60 x 100 km erstreckt, nimmt aufgrund der großen Anreicherung von Kupfererz eine Sonderstellung in Skandinavien ein. Heute im Abbau befindliche Erz-lagerstätten dieser Zone sind Keretti (früher Outokumpu), Vuonos und Luikonlahti. Besonders die Lagerstätte Outokumpu und deren Umgebung waren Gegenstand intensiver Untersuchungen (siehe Übersicht in GAAL et al 1975). Allen diesen im Abbau befindlichen Lagerstätten und den bekannten Erzvorkommen ist gemeinsam, daß sie mit ultramafischen Körpern assoziiert sind (PELTOLA 1978). Vergesellschaftet mit diesen Ultramafiten (und genetisch von diesen, jetzt als Serpentine vorliegenden Gesteinen, abzuleiten) sind die sogenannten Serpentin - Quarz - Komplexe (vergl. z.B. GAAL et al 1975, HUHMA & HUHMA 1970).

Eine vollständige Abfolge umfaßt folgende Gesteine : Serpentin - serpentinhaltiges Karbonatgestein - Karbonatgestein - tremolithaltiges Karbonatgestein - Tremolitskarn - Diopsidskarn - diopsidhaltiger Quarz - Quarz - schwarze Schiefer. Während HUHMA & HUHMA (1970) die Abwesenheit eines solchen Komplexes in Riihilahti betonen, werden die dort auftretenden Gesteine von PELTOLA (1978) nicht als erwähnenswert unterschiedlich angesehen.

Untersuchungen der Schwefelisotopen - Zusammensetzung an Erzen vom Outokumpu - Typ (KOUVO 1958, MÄKELÄ 1974) und das Auffinden von Pillow - Laven (PARK & BOWES 1982), die gegenüber Durchschnittsbasalten an Kupfer verarmt sind (KOISTINEN 1981), sprechen zwar für die Möglichkeit, daß im Verlauf hydrothermaler Aktivitäten Erzmaterial auch aus basischen Vulkaniten mobilisiert worden sein könnte, ein Nachweis für den direkten Zusammenhang zwischen diesen Vulkaniten und dem Erzmaterial wurde jedoch noch nicht erbracht. Ob die Menge an auslaugbarem Vulkanit für die Bildung der großen Lagerstätten von Keretti und Vuonos ausreichend groß ist, müßte ebenso überprüft werden wie die Frage, ob die Verarmung an Kupfer nicht durch petrologische Prozesse (z.B. die Entmischung und Abtrennung einer Sulfidschmelze) erklärbar ist. Zweifelsohne stellt aber die Entdeckung von Metavulkaniten einen wichtigen Schritt im Verständnis der großen Lagerstätten der Outokumpu - Zone dar, da die Serpentine aufgrund ihrer tektonischen Position (GAAL et al 1975, KOISTINEN 1981) und ihrer geochemischen Zusammensetzung (HUHMA & HUHMA 1970 , PELTOLA 1978) als Erz-

donatoren kaum in Frage kommen.

4. Riihilahti, geologischer Überblick

Das in dieser Arbeit vorwiegend geochemisch untersuchte Gebiet erstreckt sich über eine Fläche von ca. 300 x 200 m. Alle Aussagen beruhen auf der Interpretation von 51 Bohrkernen, von denen 35 im Jahre 1957 in 8 Bohrprofilen angeordnet wurden und eine Tiefe von maximal ca. 200 m erschlossen. Die Bohrkern besitzen einen Durchmesser von ca. 2 cm, der Abstand der Bohrprofile beträgt 25 bzw. 50 m. Ergänzt werden diese Informationen durch weitere 16 Bohrungen aus dem Jahre 1980, die z.T. alte Bohrprofile ergänzen und zusätzlich 2 neue Bohrprofile bilden, sodaß der maximale Abstand zwischen zwei Bohrprofilen in Riihilahti jetzt 25 m beträgt. Mit Hilfe dieser neuen Bohrungen wurden die Bohrprofile von 1957 ergänzt und die geologischen Querprofile überprüft.

Aufgrund der unorientiert entnommenen und nur 2 cm dünnen Bohrkern ist es nicht möglich, fundierte Aussagen über die Faltenstruktur und deren Übereinstimmung mit großräumigen tektonischen Strukturen zu machen. Es ist jedoch damit zu rechnen, daß auch in Riihilahti der für die Outokumpu - Zone typische isoklinale Faltenbau (HUHMA 1975, 1976) anzutreffen ist. Aus Aufschlüssen am Ufer von Riihilahti ist ersichtlich, daß die Gesteine im Meterbereich isoklinal verfault sind und mindestens 2 Schieferungen erfahren haben (vergl. KOISTINEN 1981).

Aus der räumlichen Anordnung der Bohrprofile und der Konstruktion der geologischen Verhältnisse innerhalb einzelner Profile läßt sich ein Bild von den geologischen Gegebenheiten gewinnen. Diese Vorstellungen sind in 8 Querprofilen (siehe Abb. 4.1) in den Abb. 4.2 - 4.9 dargestellt. Danach streichen die Faltenachsen mit ca. 30 - 50 ° mit einer SE - Vergenz der Achsenebene, d.h. die Falten sind nach SE überkippt. Die Faltenachse taucht nach NE ab und scheint in NE - SW - Richtung gewellt zu sein. Die Bohrprofile und somit auch die geologischen Querprofile wurden N - S ausgerichtet und bilden so einen Winkel von ca. 45° zur Richtung der Faltenachse. Die geologischen Querprofile geben deshalb die Einfallswinkel der Schichten verzerrt wieder. Störungen konnten im Bereich des Erzvorkommens nicht nachgewiesen werden, ihre Existenz kann aber nicht ausgeschlossen werden. Einige be-

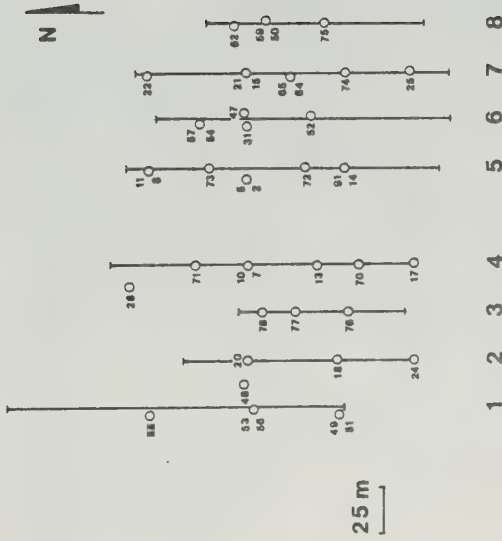


Abbildung 4.1 : Lage der Bohrungen und ihre Anordnung in Profilen



Mafit, intrusive und extrusive Fazies (MIF, MEF)



Mafit, karbonatreiche Randfazies (MKF)



Kummingtonit - Felse (KUF, KUFM)



Granatführende Gneise (GGN, GGNM)



Gneise (GN, CGN, SKGN)



Skarne (SK, SKA)



Granite



Amphibolite (AFB)



besonders sulfidreiche Zonen (GNE, SKE)

Zeichenerklärung zu den geologischen Querprofilen
(Abb. 4.2 - 4.9)

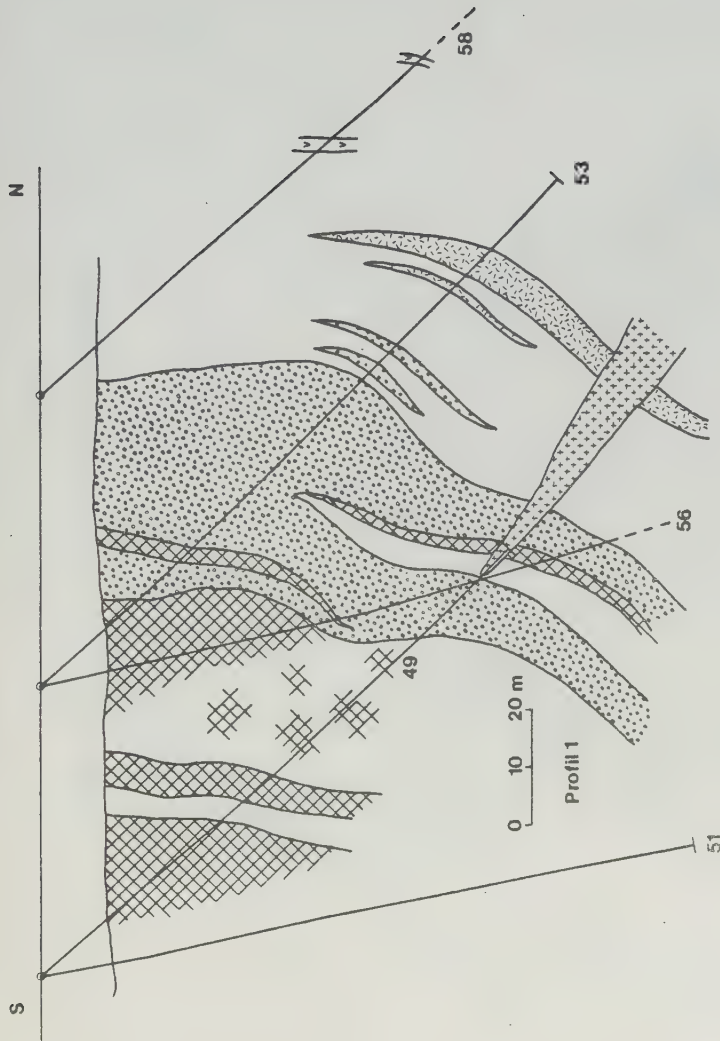


Abbildung 4.2 : Geologisches Querprofil Nr. 1, vereinfachte Darstellung

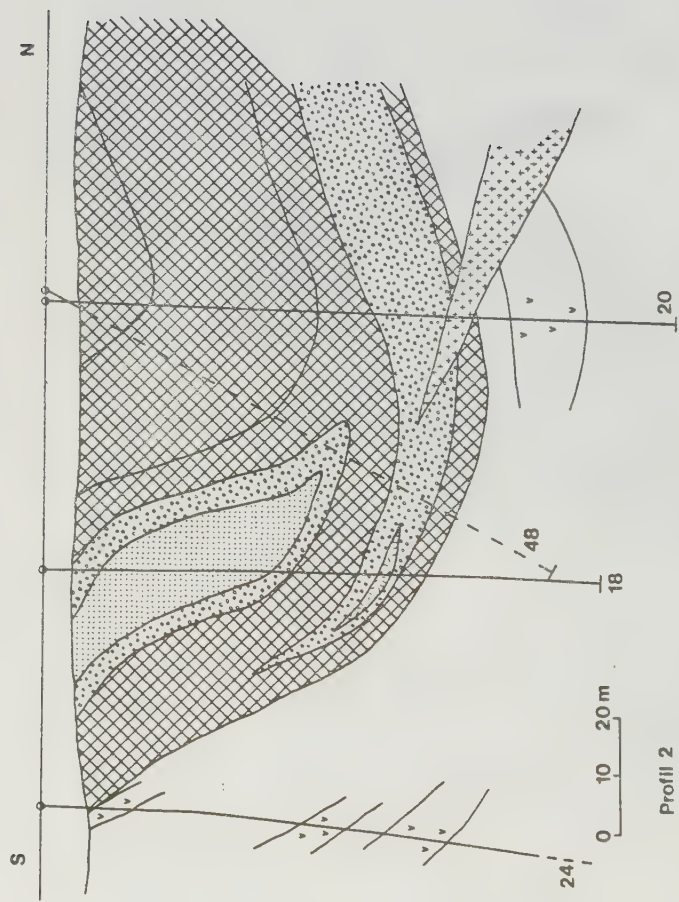


Abbildung 4.3 : Geologisches Querprofil Nr. 2, vereinfachte Darstellung

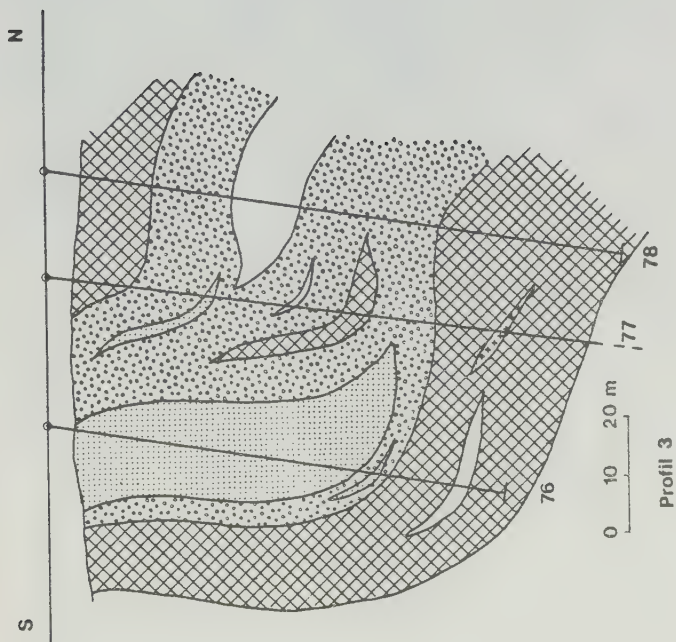


Abbildung 4.4 : Geologisches Querprofil Nr. 3, vereinfachte Darstellung

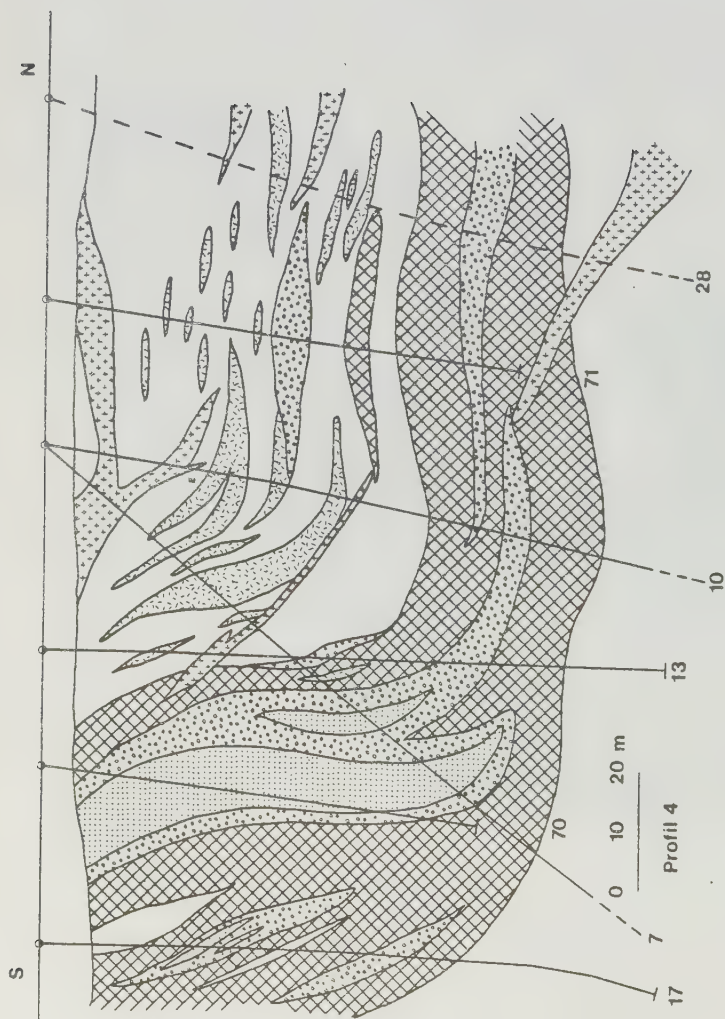


Abbildung 4.5 : Geologisches Querprofil Nr. 4, vereinfachte Darstellung

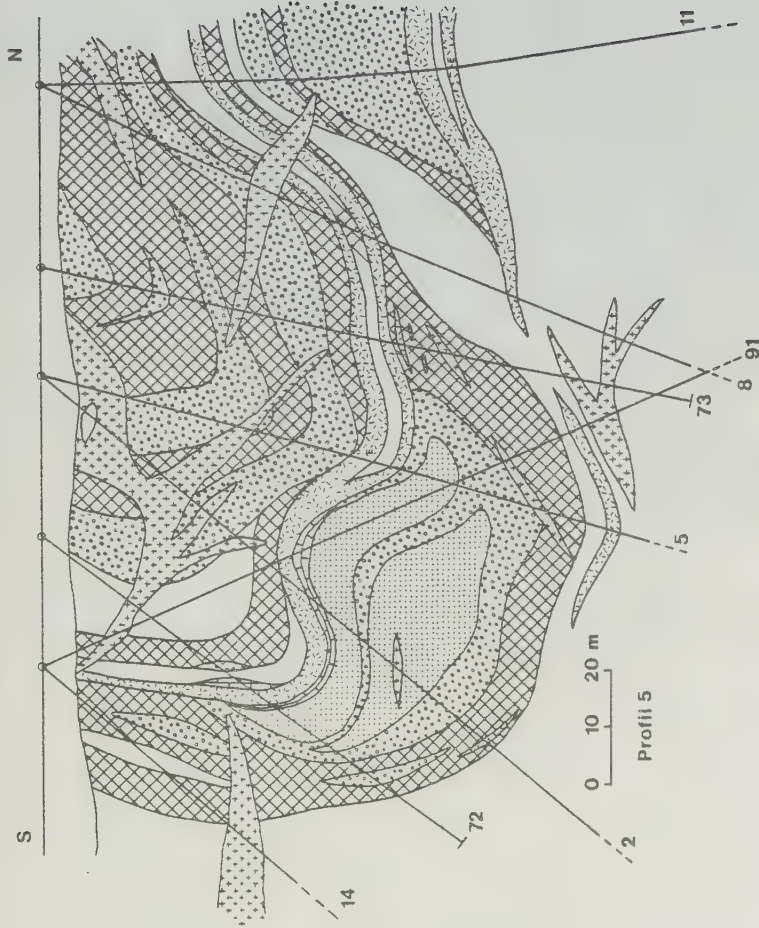


Abbildung 4.6 : Geologisches Querprofil Nr. 5, vereinfachte Darstellung

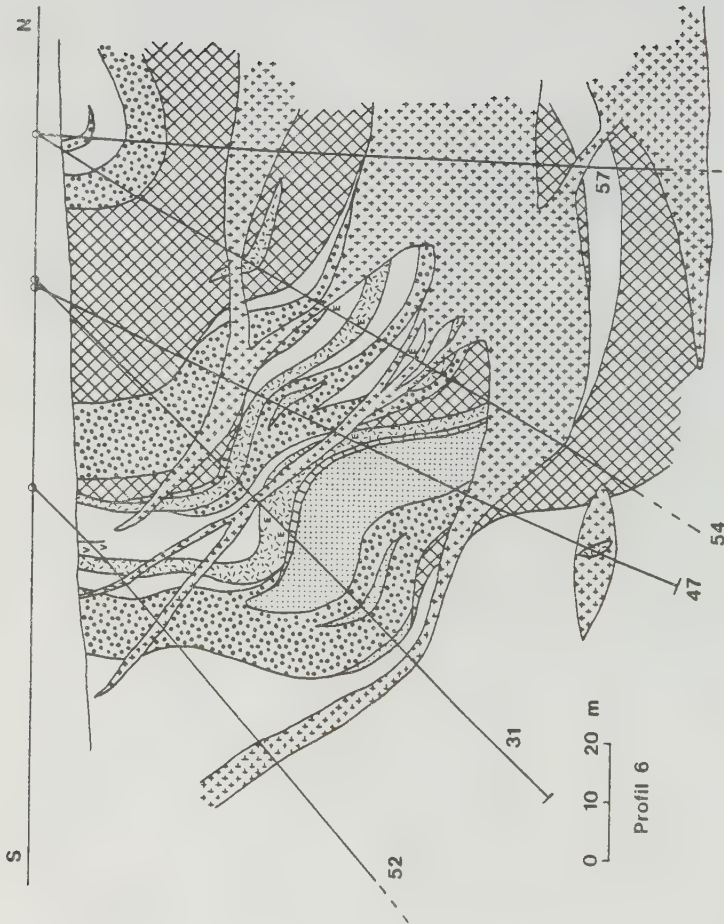


Abbildung 4.7 : Geologisches Querprofil Nr. 6, vereinfachte Darstellung (siehe auch Abb. 19.1, 19.2)

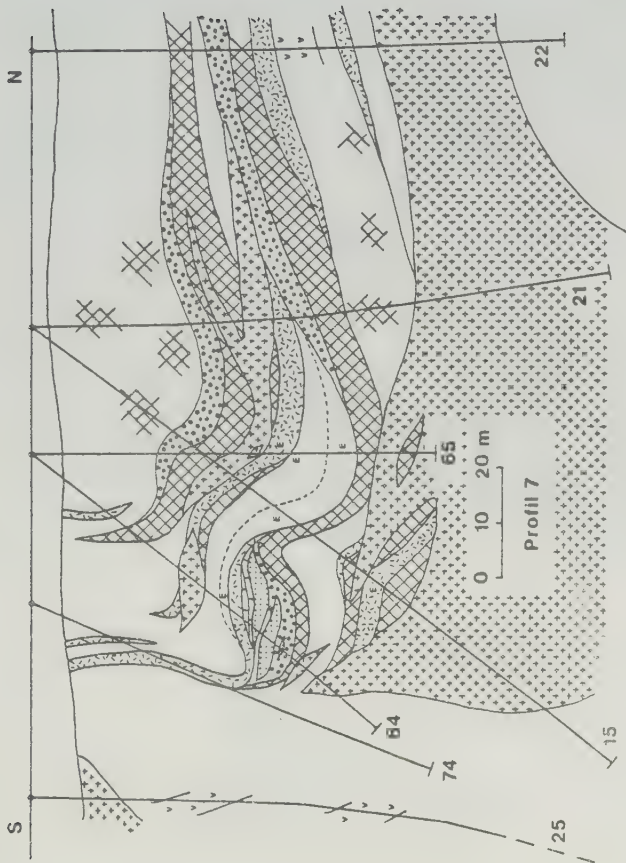


Abbildung 4.8 : Geologisches Querprofil Nr. 7, vereinfachte Darstellung

sonders an Schichtsilikaten reiche Partien (z.B. B 8644) könnten Störungszonen repräsentieren (BEACH 1976, KERRICH et al 1977). Wie aus den Querprofilen zu ersehen ist, wird der Gesteinsverband durch zahlreiche siliziumreiche Magmatite gestört. Diese granitoiden Gesteine waren nicht Gegenstand dieser Untersuchungen. Lediglich zwei Analysen einer vererzten Partie (Nr B 8610 und B 8612 siehe Anhang) und eine Analyse einer unvererzten Partie (Nr B 8947 siehe Anhang) wurden angefertigt.

Aus den Aufschlüssen am Ufer von Riihilahti ist ersichtlich, daß eine Migmatisierung der Gneise erfolgte, die zur Ausbildung von bis metergroßen Nestern und Bändern siliziumreicher Teilschmelzen führte. In den Gneisen erbohrte " granitoide Gesteine " könnten zumindest z.T. solche Mobilisate sein.

Der rasche Wechsel der Gesteinstypen und die stark schwankenden Gehalte an Skarnmineralen in den Gneisen des untersuchten Gebietes zeigen, daß die Bedingungen bei der Ablagerung dieser Gesteine nicht sehr einheitlich waren. Verantwortlich für die raschen Wechsel könnten sowohl die Ablagerung im Flachwasser gewesen sein mit den damit verbundenen raschen Änderungen der Sedimentationsbedingungen und des Sedimentationsmaterials, als auch der Einfluß vulkanischer Aktivität im weitesten Sinne. Zu diesen vulkanischen Aktivitäten zählt die Zumischung pyroklastischen Materials (siehe Kap.: 24) und der Austritt heißer Lösungen, bedingt durch die Eruption mafischer Vulkanite (siehe unten).

5. Die Abfolge der Gesteine in Riihilahti und ihre genetischen Beziehungen

Wie bereits erwähnt ist das Auftreten der Serpentin - Quarz - Komplexe ein wichtiges Kennzeichen der Erze vom Outokumpu - Typ. Auch in Riihilahti ist eine Abfolge zu erkennen, die jedoch deutliche Unterschiede aufzeigt. Parallelen bestehen insofern, als auch in Riihilahti Elemente aus einem ultramafischen Gestein (da < 45 Gew.-% SiO_2) mobilisiert wurden und durch Veränderungen der physiko - chemischen Bedingungen in der Transportlösung wieder ausgefällt wurden. Auch in Riihilahti ist die entstehende Abfolge nicht immer ideal ausgebildet und zeigt aufgrund der abweichenden chemischen Zusammensetzung des Mafits von Riihilahti die Abfolge anderer Gesteine. Die Entstehung dieser Gesteins -

abfolge aufgrund von metasomatischen Prozessen wird in Kap. 23 dargestellt und diskutiert.

Im Mafit von Riihilahti konnten drei fazielle Ausbildungen unterschieden werden, die für zwei voneinander abweichende Gesteinsabfolgen verantwortlich sind und die aufgrund dieser Unterschiede erkannt wurden. Der Mafit kann in eine intrusive Fazies (MIF) und eine extrusive Fazies (MEF) unterteilt werden, wobei im Randbereich der MEF hohe Gehalte von Kalzit zu beobachten sind. Dieser Bereich wird als dritte fazielle Ausbildung (MKF) angesehen.

In einigen Fällen (siehe z.B. Profil 2, Abb. 4.3) wird der Mafit symmetrisch im Hangenden und Liegenden von Kummingtonit - Felsen (KUFM) und granatführenden Gneisen (GGNM) umgeben. Noch weiter vom Mafit entfernt folgen auf die GGNM granatfreie Gneise (GN). Eine Grenzziehung zwischen den einzelnen Gesteinstypen ist oft schwierig, da keine scharfen Grenzen existieren. Die Unterschiede zwischen den Gesteinen zeigen sich durch das Verschwinden eines der Bestandteile (z.B. Kummingtonit) und das Auftreten eines anderen (z.B. Biotit) in einer Übergangszone. Im Zusammenhang mit dieser Abfolge treten weder karbonatreiche Partien im Mafit (MKF) auf, noch Skarne in der direkten Nachbarschaft. Auch massives Erz ist nicht zu beobachten.

Diese symmetrische Gesteinsabfolge ist ein Zeichen dafür, daß der Mafit bei der Umwandlung Elemente zum Hangenden und zum Liegenden abgeben konnte. Die Abgabe von Elementen kann aber nur dann heute noch rekonstruierbar sein, wenn der Mafit von allen Seiten von Sedimenten mit guter Permeabilität umgeben war, d.h. der Mafit muß in diesen Fällen in nur gering verfestigte, wasserreiche Sedimente intrudiert sein. Die Intrusion eines Vulkanites kann in solchen Fällen zu einer ausgeprägten Konvektion heißer Lösungen führen (HUTCHINSON et al 1980, SOLOMON 1976, STRAUS & SCHUBERT 1977, WOLERY & SLEEP 1976 aber auch EINSELE et al 1980), die den Mafit von Riihilahti prämetamorph hydrothermal umwandelten (siehe unten) und als Transportmedium bei der metasomatischen Entstehung der umgebenden Gesteine dienten. Aufgrund der bevorzugten Transportrichtung solcher Konvektionen vom Liegenden zum Hangenden sollten die metasomatischen Zonen im Hangenden der MIF - Körper größere Mächtigkeiten aufweisen. Trotz der Verfaltung der Gesteine und der nur beschränkten Einsicht durch dünne Bohrkerne, die einen Nachweis erschweren, deutet sich eine solche Beziehung an.

In den Fällen, in denen der Mafit extrudierte, bildete sich eine andere Gesteinsabfolge aus (vergl. Abb. 5.1). Zum Liegenden entwickelte sich aufgrund der Abgabe von Elementen an die unterliegenden Sedimente die gleiche Abfolge wie beim MIF, mit KUFM und GGNM. Zum Hangenden waren jedoch keine Sedimente vorhanden, in denen die Stoffabfuhr aus dem Mafit Spuren hinterlassen konnte. Durch den Kontakt mit dem Meerwasser fand jedoch ein intensiverer Stoffaustausch statt (siehe Kap. 18, 19), der auch zur Aufnahme von CO_2 führte und damit zur Ausbildung der MKF. Diese karbonatreichen Zonen gehen zum Hangenden hin in Skarne über, die hohe Gehalte an Sulfiden enthalten und im Grenzbereich zu den weiter im Hangenden folgenden Gneisen massive Sulfid-erzlagen enthalten.

Der Begriff **Skarn** wird hier entsprechend dem (von einer genetischen Deutung freien) Sprachgebrauch der finnischen Kollegen für vorwiegend aus Kalksilikaten aufgebaute Gesteine verwendet. Sie entsprechen wohl eher Skarnoiden im Sinne von EINAUDI & BURT (1982) und der von BURT (1982) bibliographierten Literatur, da es sich bei diesen Gesteinen mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht um metasomatisch entstandene Reaktionsprodukte aus Karbonatgesteinen handelt. Für diese Gesteine ist eine $\pm$ isochemische, regionalmetamorphe Entstehung aus sedimentären Mischserien ($\pm$ vulkanogene Beeinflussung im weitesten Sinne) anzunehmen.

Auch ohne erkennbare räumliche Beziehung zum Mafit treten Gesteine auf, die in ihrem lithologischen Erscheinungsbild sehr ähnlich wie die als KUFM und GGNM bezeichneten Gesteine aussehen. Die nicht metasomatisch entstandenen Kummingtonit - Felse (KUF) sind in der Regel etwas dunkler gefärbt und zeigen häufiger Lagen mit geringen Biotitgehalten. Die granatführenden Gneise (GGN) zeigen lithologisch keinen offensichtlichen Unterschied zu den GGNM, weisen aber ebenso wie die Kummingtonit - Felse abweichende geochemische Zusammensetzungen auf. Die Unterschiede und die Entstehung von KUF und GGN wird in den Kapiteln 24 und 25 diskutiert.

In den Gneisen sind immer wieder dünne Lagen oder Linsen aus Skarnmineralen (vorwiegend Tremolit) eingelagert. Diese Gesteinsbereiche ergeben durch den unterschiedlichen Anteil von Skarnmineralen am Gesamtgestein bzw. der analysierten Proben eine kontinuierliche Reihe von skarnmineraalfreien Gneisen (GN) über Gneise mit Skarnminerallagen (SKGN) bis hin zu massiven Diopsid- und Tremolitskarnen (SK).

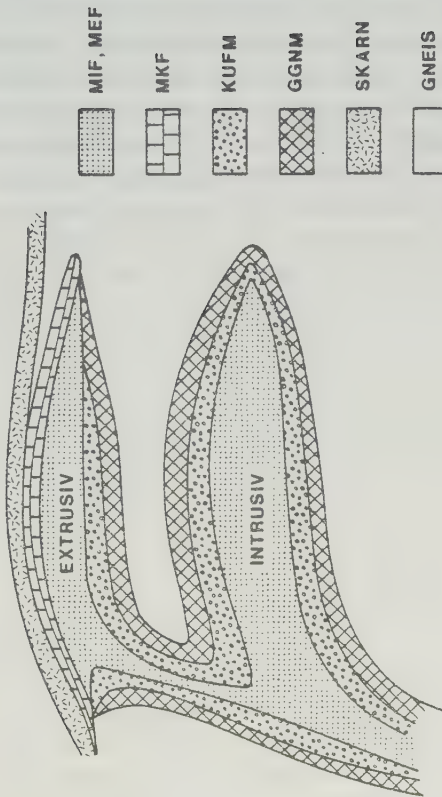


Abbildung 5.1 : Schematische Darstellung der Gesteinsbeziehungen (siehe Text)

Die geochemische Charakteristik dieser Gesteine wird in den Kapiteln 26 und 27 diskutiert. Ein direkter genetischer Zusammenhang zwischen Mafit und Skarnen besteht offensichtlich nicht, da auch im Liegenden der Mafitkörper Skarne beobachtet werden. Auch sie zeigen, wie die jüngeren Skarne, eine leuchtend grüne Farbe (siehe Kap. 27.1). Neben Gneisen mit Skarnlagen (SKGN) werden in Riihilahti auch Gneise mit Cordierit beobachtet (CGN), sowie Mischtypen.

In einigen Bohrkernen treten auch Amphibolite auf. Daß es sich bei diesen Amphiboliten zumindest zum Teil um schichtquerende Gänge handeln könnte, zeigt das Auftreten eines solchen Ganges am Ufer von Riihilahti. Er ist jünger als die Gneise die er durchschlägt, andererseits so alt, daß er eine mehrmalige tektonische Beanspruchung erkennen läßt. Diese Amphibolite repräsentieren also eine zweite vulkanische Phase in Riihilahti, die möglicherweise jünger sein könnte als der Mafit. Eine klare altersmäßige Zuordnung ist nicht möglich, da alle Amphibolite im Liegenden des Mafits erbohrt wurden.

6. Probennahme

Aus 28 der Kernbohrungen, die im Bereich der Mineralisation von Riihilähti im Jahre 1957 niedergebracht wurden, wurden insgesamt 291 Bohrkernbereiche für die hier vorgelegten Analysen ausgewählt. Im Anhang befindet sich eine Liste, in der, nach Probennummern geordnet, die Nummer der Bohrung, sowie Anfangs- und Endtiefe des analysierten Bereiches aufgelistet sind.

Um eine Zuordnung der Analysen zu Unterlagen der Outokumpu Oy zu erleichtern, wurden deren Probennummern beibehalten.

In den Fällen, in denen der gleiche Bohrkernabschnitt mehrmals für Analysen in den Laboratorien der Outokumpu Oy beprobt worden war, wurde die Nummer der jeweils 1. Analyse übernommen. In Abhängigkeit vom Gesteinstyp, seiner Mineralogie und der Korngröße der Bestandteile wurde innerhalb der alten Analysengrenzen soviel Material entnommen, daß eine repräsentative Analyse gewährleistet erschien. Das Gewicht der Proben schwankte zwischen ca. 1/2 und 4 kg.

In 3 Fällen (Analyse 6742, 15306 und 15881) erfolgte eine Aufteilung des Probenmaterials auf jeweils 2 Analysen, bedingt durch Gesteinsgrenzen innerhalb des Bohrkernintervalls (Nr. 15881), oder durch deutliche Veränderung des Granatanteiles (Nr. 6742 und 15306), der einen klaren Unterschied in der chemischen Zusammensetzung erwarten ließ. In 2 Fällen (Nr.1 und 2) waren die ursprünglichen Probennummern der Outokumpu Oy nicht mehr rekonstruierbar.

7. Probenaufbereitung

Das für diese Untersuchung verwandte Probenmaterial stammt ausschließlich aus Kernbohrungen der Firma Outokumpu Oy, es kann deshalb davon ausgegangen werden, daß alles Material frisch, d.h. unverwittert war.

Da in weiten Bereichen der Bohrkerne, besonders in den stärker mineralisierten Zonen, durch mehrmalige Entnahme von Probenmaterial für Analysen in den Laboratorien der Outokumpu Oy, nicht mehr genug Material vorhanden war, um eine repräsentative Analyse zu gewährleisten, wurde in diesen Fällen auf das bei Outokumpu Oy zerkleinerte Probenmaterial zurückgegriffen. Über die Art der Aufbereitung bei Outo-

kumpu Oy ist keine Aussage möglich, es ist jedoch davon auszugehen, daß sie einheitlich erfolgte.

Von dem homogenen Probenpulver wurden zwischen 150 und 250 gr entnommen und in Mainz einheitlich auf Korngrößen von max. 63 µm nachzerkleinert (siehe unten). Nach sorgfältiger Homogenisierung (6 - 8 Stunden) wurde dieses Pulver für die Herstellung von Glas- und Pulver-tabletten verwendet.

Alle auf solchem Probenmaterial basierenden Analysen sind in der Tabelle A 1 im Anhang gekennzeichnet.

In einigen wenigen, besonders erzeichen Proben war eine Braunfärbung zu beobachten, die durch die Oxidation von Pyrrhotin nach dem Mahlvorgang und während der Lagerung aufgetreten war. Da auf eine Bestimmung des Fe^{2+} sowieso verzichtet wurde (siehe Kap. 8), blieb diese Oxidation für die weitere Betrachtung der Analysen ohne Berücksichtigung, da davon ausgegangen wurde, daß die Oxidation z.B. von Zink und Kupfer in vergleichsweise geringem Maße erfolgt sei und die Veränderung der prozentualen Gewichtsanteile durch die Oxidation (besonders des Eisens) zu vernachlässigen seien. Alle anderen Analysen basieren auf Probenmaterial, das als Bohrkerne nach Mainz transportiert und dort zerkleinert wurde.

Diese Bohrkerne wurden zunächst mit deionisiertem Wasser von anhaftendem Staub befreit und anschließend möglichst kontaminationsfrei zerkleinert. Zu diesem Zweck wurden die Bohrkerne dick mit Laborpapier eingepackt und mit einem Weicheisenhammer in max. 1 cm große Bruchstücke vorzerkleinert. Dabei wurden die z.T. über mehrere Meter entnommenen Bohrkernstücke (siehe Tab. A 1 im Anhang) bereits gemischt. Die weitergehende Zerkleinerung erfolgte ausschließlich in Achatgeräten, da die im Institut vorhandenen Wolfram - Carbid - Mühlen zu einer nicht unerheblichen Kontamination des Probenmaterials z.B. durch Kobalt geführt hätten. Zum überwiegenden Teil erfolgte das Mahlen in einer Planetenmühle (Kugelmühle), sowie ein relativ geringer Teil in einer Scheibenschwingmühle mit Achateinsatz.

Die Verwendung der Achat - Schwingmühle hat zwar den Vorteil eines höheren Probendurchsatzes, man muß jedoch in Kauf nehmen, daß das Probenmaterial zum Bestücken der Mühle eine kleinere Größe haben muß, und daß es selbst dann noch sehr leicht zur Zerstörung des Achatringes kommen kann (z.B. im vorliegenden Fall durch Zerkleinerung von Diopsid - Skarn). Ein weiterer Nachteil besteht darin, daß die durch-

schnittliche Korngröße nach der Zerkleinerung höher ist als bei der Kugelmühle. Bei den meisten Gesteinen, abgesehen von besonders glimmerreichen Gneispartien, liegt bei der Planetenmühle der Anteil $< 63 \mu\text{m}$ bei ca. 80 % oder darüber, bei der Verwendung der Scheibenschwingmühle selten deutlich über 50 %.

Nach dem Mahlen (Mahldauer und Umdrehungsgeschwindigkeit der Mühle richten sich nach der Probensubstanz) wurde der gesamte Inhalt der Mühle in einem Sieb (Maschenweite ca. 1 mm) abgesiebt. Die größeren Bestandteile wurden wieder in die Mühle eingefüllt, die Mühle mit frischem, kantigem Probenmaterial bis zu ca. $1/3$ der maximalen Füllhöhe aufgefüllt und der Mahlvorgang fortgesetzt. Da durch das Mahlen vorwiegend die Kanten und Ecken der Gesteinsbruchstücke aneinander abgeschliffen und, ab einer gewissen Korngröße, zwischen den Achatkugel und größeren Gesteinsbruchstücken zerrieben werden, neigen die größeren Bestandteile der Mühlenfüllung dazu, soweit abgerundet zu werden, daß kein weiterer Abrieb mehr erfolgt. Diese Gesteinsstücke müssen dann mit dem Hammer entweder so weit zerkleinert werden, daß sie von den Achatkugeln zerrieben werden, oder aber zumindest neue Ecken und Kanten bekommen um einen weiteren gegenseitigen Abrieb zu ermöglichen.

Diesem Schema folgend wurde verfahren, bis die gesamte Probensubstanz (z.T. mehrere kg) vollständig zerkleinert war.

Nach einer 4 - 6 stündigen Homogenisierung dieses Pulvers in Weithalsflaschen (Glas und Niederdruckpolyäthylen) wurden ca. 150 bis 250 gr entnommen und der Bestandteil $< 63 \mu\text{m}$ abgesiebt. Der größere Anteil (meistens Glimmer) wurde in einer Hochgeschwindigkeitsmühle mit Achateinsatz (Retsch - Mühle) vollständig zerkleinert und zusammen mit dem Rest der Probe 6 - 8 Stunden homogenisiert.

Die so erhaltenen Gesteinspulver dienten als Ausgangsmaterial für die Herstellung der Tabletten für die Untersuchung mit der Röntgen - Fluoreszenz und aller anderen Untersuchungen.

Um die Vergleichbarkeit in den Profilen sicherzustellen, wurde innerhalb eines Profiles soweit möglich nur Material miteinander verglichen, das auf die gleiche Weise aufbereitet worden war.

8. Analysenmethoden und Geräte

Die in dieser Arbeit vorliegenden Analysen auf die Oxide der Elemente Silizium, Titan, Aluminium, Eisen (Gesamt Eisen als Fe_2O_3), Mangan, Magnesium, Kalzium, Kalium und Phosphor wurden unter Verwendung von Glastabletten (siehe unten), Natrium und die " Spurenelemente " Kobalt, Chrom, Kupfer, Niobium, Nickel, Rubidium, Strontium, Vanadium, Yttrium, Zink und Zirkonium an Pulvertabletten mit der Röntgenfluoreszenz - Analysenmethode (kurz RFA) erstellt.

Die Bestimmungen wurden mit einem Siemens SRS 200 Sequenz - Spektrometer, dessen Steuerung über einen LC 200 erfolgte, durchgeführt. Die Energieversorgung der Röntgenröhren erfolgte mit dem Siemens - Generator K 805.

Als Eingabeeinheit für Steuerstreifen und die Ausgabe der simultan auf Lochstreifen gestanzten und ausgedruckten Meßdaten diente ein Teleprint 390. Die Reduktion der Daten, d.h. die Umrechnung der Meßraten in Element- bzw. Elementoxid - Gehalte, wurde im Rechenzentrum der Universität Mainz unter Verwendung von Rechenprogrammen der University of Cape Town vorgenommen, die von N. LASKOWSKI leicht modifiziert und für die Benutzung auf dem Rechner des Universitäts - Rechenzentrums (Honeywell Bull 66 / 80) eingerichtet wurden.

Der weitere Bestandteil H_2O^- und der Gesamtglühverlust (LOI) wurden im Rahmen der Probenvorbereitung für die Herstellung der Glastabletten ermittelt (siehe Kap. 9 und 10).

Das Kristallwasser (H_2O^+), karbonatisch gebundenes CO_2 und das " organische " CO_2 (ermittelt aus der Differenz an Gesamt - CO_2 und karbonatischem CO_2), das in den Proben aus Riihilahti vorwiegend als Graphit vorliegt, wurden nach den im hiesigen Institut standardmäßig angewandten Methoden gravimetrisch bestimmt. Die Schwefel - Gehalte wurden titrimetrisch bestimmt *.

In den Laboratorien der Outokumpu Oy wurden in den 50er Jahren und danach eine Vielzahl von Proben aus Riihilahti auf die Elemente Co, Cu, Ni, S, und Zn analysiert. Die Metallgehalte wurden an Säureauszügen bestimmt und wurden deshalb nicht übernommen, sondern mit der RFA erneut bestimmt. An allen 54 Mafit - Proben (siehe Kap. 16 und 18) wurden die in Finnland ermittelten Schwefelgehalte durch Analysen in

* Die Bestimmungen von CO_2 , H_2O^+ und Schwefel wurden freundlicherweise durch Herrn Th. KOST durchgeführt.

Mainz kontrolliert. Es zeigte sich eine so gute Übereinstimmung, daß auf eine erneute Bestimmung von Schwefel (Gesamtschwefel) bei weiteren Analysen verzichtet wurde und statt dessen die alten Werte übernommen wurden.

Die Bestimmung des $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$ - Verhältnisses wäre von besonderem Interesse für die Interpretation der Petrogenese des Mafits gewesen (siehe Kap. 21), selbst wenn angenommen werden muß, daß dieses Verhältnis bei der Umwandlung und der Metamorphose deutlich verändert wurde. Mehrere Probleme standen jedoch einer Bestimmung entgegen. Zum einen war die Mahldauer bei der Zerkleinerung der Bohrkernproben ziemlich lang, sodaß wohl mit Recht davon ausgegangen werden kann, daß vor allem die chloritreichen Proben einer Oxidation unterworfen wurden (vergl. REAY 1981). Ferner ist bedingt durch die hohen Schwefelgehalte mit einer Verfälschung der Analysenergebnisse zu rechnen, die kaum korrigierbar ist. Daneben könnte bei der photometrischen Bestimmung des Fe^{2+} - Gehaltes der Graphit - Anteil in den Mafit - Proben eine Trübung der Aufschlußlösung bewirken, die zu falschen Meßwerten führt und auch durch eine Blindwertmessung ebenfalls nicht vollständig zu korrigieren ist. Entscheidend für einen Verzicht auf die Fe^{2+} - Bestimmung war jedoch die Tatsache, daß Magnetit, Spinelle und Ilmenit einen hohen Anteil am mineralogischen Aufbau des Mafits haben und diese Minerale durch den standardmäßigen $\text{H}_2\text{SO}_4 / \text{HF}$ - Aufschluß nicht, oder nicht vollständig aufgeschlossen werden können (DOLEZAL et al 1968, HERRMANN 1975, PECK 1964). Eine Fe^{2+} - Bestimmung unter Vernachlässigung wichtiger Komponenten des Gesteines würde aber zu einer völligen Fehlinterpretation führen. Bei mehrstündigem Aufschluß im Autoklaven, der in diesem Fall angebracht wäre, ist auch mit großem Aufwand kaum zu gewährleisten, daß eine Oxidation des Fe^{2+} vollständig vermieden wird. Alle diese Gründe führten schließlich zu dem Entschluß, auf eine Bestimmung vollständig zu verzichten. Wo es für Berechnungen der CIPW - Norm notwendig war, ein $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$ - Verhältnis anzunehmen, geschah dies nach den Empfehlungen in der Literatur (siehe Kap. 15.5).

9. Herstellung der Präparate für die RFA

Zur Bestimmung der Hauptelemente mit der RFA wurden Borsilikat - Gläser erschmolzen. Da bei dem Aufschmelzungs Vorgang flüchtige Bestandteile (z.B. H_2O , CO_2) aus dem Gestein entweichen, ist es notwendig, den Anteil dieser Bestandteile vorher bzw. separat zu bestimmen, um über die Gesamtsumme der bestimmten Hauptelementoxide und unter Berücksichtigung der flüchtigen Bestandteile einen ungefähren Hinweis auf die Vollständigkeit der Analyse zu erhalten.

Zu diesem Zweck wird Probenmaterial in bis zur Gewichtskonstanz geglühten Vitreosil - Tiegeln (SiO_2 - Sinter) über Nacht bei 110°C getrocknet. Der auftretende Gewichtsunterschied nach dem Abkühlen im Exsikkator wird dem Austreiben des adsorptiv an das Probenpulver gebundenen Wassers (H_2O^-) zugeschrieben. Die getrocknete Probe wird anschließend bei ca 1050°C über Nacht geglüht (mindestens 8 Stunden). Bei dieser Temperatur sollten das Kristallwasser (H_2O^+) und CO_2 entweichen, und möglicherweise enthaltene organische Substanz, Graphit, Fe^{2+} und Schwefel oxidiert und, soweit als Oxid flüchtig, ausgetrieben werden (vergl. aber Kap. 10). Die so geglühten Proben werden in Exsikkatoren abgekühlt und verbleiben dort bis zur Einwaage der Glastabletten. Die auftretende Gewichts Differenz nach dem Glühen wird als Gesamtglühverlust (LOI) angegeben.

Für die Einwaage der Glastabletten wurden, in Anlehnung an NORRISH & HUTTON (1969)

3.00 gr $\pm$ 0.002 gr getrocknetes Spectroflux 105 (Li_2CO_3 + $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ + La_2O_3) der Firma Johnson Matthey,

0.56 gr $\pm$ 0.002 gr geglühtes Probenpulver und

0.02 gr $\pm$ 0.001 gr getrocknetes NaNO_3

eingewogen und in kleinen Glasgefäßen vorhomogenisiert. Diese Mischungen wurden in einem geschlossenen Platin - Tiegel (5 % Au) aufgeschmolzen.

Der Schmelz - Vorgang erfolgte mit einem Karussell - Schmelzgerät der Firma Schöppts mit zwei Brennern, die sich durch Variation von Gas- und Pressluft - Durchfluß so einstellen lassen, daß leicht Temperaturen $> 1100^\circ \text{C}$ (Gelbglut des Tiegels) zu erreichen sind.

Bei dieser Temperatur wurden die Schmelzen für 10 - 15 Minuten belassen und dabei häufig durch Schwenken durchmischt, um eine bessere Homogenisierung der Schmelze zu erreichen und eventuell noch vorhan-

dene Gasblasen entweichen lassen zu können. Die Homogenisierung der Schmelze dürfte allerdings auch schon durch die heftigen Konvektionsströme in der bei so hohen Temperaturen sehr dünnflüssigen Schmelze gewährleistet sein.

Auf dem zweiten Brenner wurde gleichzeitig eine weitere Probe aufgeschmolzen. Sobald jedoch die Gelbglut des ersten Tiegels erreicht war, wurde der zweite Tiegel wieder entfernt (auf diese Weise wurde der größte Teil der Tabletten - Einwaagen zwei mal aufgeschmolzen) und durch eine Platinform (5 % Au) ersetzt. Diese Form wurde nun auf helle Rotglut erhitzt und die Schmelze aus dem Tiegel möglichst quantitativ überführt. Durch Schwenken wurde die Schmelze in der Form so verteilt, daß der Boden vollständig bedeckt war. Dann wurde die Form über einer Luftdüse abgeschreckt.

Die Platinform wurde auf eine so hohe Temperatur gebracht, um eine gleichmäßige Verteilung der Schmelze in der Form zu erleichtern und mikrokristalline Entmischungen zu verhindern.

Die hohe Einwaage von 3 gr Flux und 0.56 gr Probensubstanz wurde deswegen gewählt, da einerseits das Verdünnungsverhältnis beibehalten werden sollte, um die Auswertung der Messungen mit den vorhandenen Rechenprogrammen zu erleichtern, und andererseits in einer kleinen Versuchsreihe festgestellt worden war, daß bei kleineren Schmelz - Mengen Schwierigkeiten auftraten, den Boden der Form vollständig zu bedecken und überall eine Dicke von > 1 mm zu erreichen.

Bei einem großen Anteil der untersuchten Proben, besonders bei hohen CaO - Gehalten, niedrigen SiO_2 - Gehalten und einem hohen Sulfidanteil (= höhere Cu - Gehalte) war es oft der Fall, daß die Benetzungsfähigkeit der Schmelze so hoch war, daß es nahezu unmöglich war, die Schmelze auch nur annähernd quantitativ aus dem Tiegel auszugießen. In diesen Fällen war es notwendig, durch Zugabe von wenigen Körnern NH_4J die Oberflächenspannung der Schmelze soweit zu erhöhen, daß ein Ausgießen der Schmelze möglich war.

Da die Tabletten gegossen, und nicht wie in der Originalvorschrift von NORRISH & HUTTON (1969) gepresst wurden, bedeutete dies aber auch gleichzeitig, daß wenige μg NH_4J zuviel zur Folge hatten, daß sich die Schmelze beim Abschrecken zu einer Perle zusammenzog und nicht in der Form verblieb. In solchen Fällen wurde die Perle erneut aufgeschmolzen (dabei ein Teil des Ammonium - Jodits verdampft) und ein erneuter Versuch unternommen.

Bei Schmelzen mit hohem Benetzungsvermögen geschieht es leicht, daß in der Phase nach der Abschreckung, bedingt durch die geringe Öffnung der Luftdüse und der daraus resultierenden ungleichmäßigen Abkühlung der Platinform, in der Glastablette so große Spannungen auftreten, daß die Glastablette zerplatzt. Um das zu vermeiden wurde die Platinform mit der knapp unter Rotglut heißen Schmelze über der Luftdüse bewegt und anschließend die sich weiter abkühlende Tablette durch leichtes klopfen auf einer Keramikunterlage aus der Form gelöst. Es erwies sich als zweckmäßig, die so erhaltenen Glastabletten nachträglich für 10 bis 20 Minuten bei ca. 200 - 250 ° C zu tempern. Die gegossenen Tabletten sind zwar wesentlich spannungsärmer als gepresste Glastabletten, durch die unterschiedliche Abkühlungsgeschwindigkeit innerhalb der Glastabletten sind sie jedoch auch nicht ganz spannungsfrei.

Die Abschreckungsgeschwindigkeit war in den allermeisten Fällen hoch genug, um eine Kristallisation oder Entmischung zu verhindern. Zumindest waren mögliche Entmischungen so klein, daß sie unter dem Mikroskop nicht aufzulösen waren. Nur in einigen wenigen, besonders erzeichen und damit eisenreichen, SiO_2 - armen Proben (B 8713, B 8715, B 8716, 15370, 15371, 15372 und 15892) war es nicht möglich, homogene Glastabletten herzustellen. Entweder gelang eine Abschreckung und Abkühlung als Glas, dann zersprangen die Tabletten noch in der Form, oder die Abkühlung erfolgte so langsam, daß die Tablette heil blieb, dann kristallisierte das Material innerhalb weniger Sekunden. In diesen Fällen wäre eine Verdünnung mit reinem SiO_2 nötig gewesen, um eine Kristallisation zu verhindern. Dadurch wären jedoch die sowieso in nur geringen Konzentrationen vorhandenen Elemente wie Kalium oder Phosphor in noch niedrigere Bereiche gesunken. Deshalb wurde darauf verzichtet und der Einfluß der Kristallisation auf die Bestimmung der Hauptelemente vernachlässigt.

Im Vergleich mit der " klassischen " Methode nach NORRISH & HUTTON (1969) zeichnen sich für die oben beschriebene Verfahrensweise gewisse Vorteile ab :

1. Die so erhaltenen Tabletten sind sehr stabil gegen mechanische Beanspruchung und überleben selbst Stürze aus größerer Höhe.
2. Dieses Verfahren ist auch ohne Routine leicht zu handhaben und weniger nervenaufreibend als das Pressen von Tabletten auf einem kleinen Graphitstempel.
3. Mit Übung ist ein sehr hoher Probendurchsatz möglich.

4. Durch die höhere Aufschlußtemperatur im Vergleich zum Mekerbrenner ist ein schnelleres Aufschmelzen möglich und in kürzerer Zeit eine bessere Homogenität der Schmelze zu erreichen.
5. Die gegossenen Glastabletten besitzen im Vergleich zu gepressten Glastabletten eine wesentlich bessere Oberfläche, die allerdings direkt von der Qualität der Politur in der Form abhängt.
6. Durch die doppelt so hohe Einwaage an Probensubstanz und Flux erhöht sich zwangsläufig die Einwaagegenauigkeit. Gleichzeitig nimmt die Gefahr einer Fehlinterpretation durch inhomogenes Probenpulver deutlich ab.
7. Beim Umfüllen der Einwaagen aus den Glasgefäßen in die Platintiegel bleibt immer ein Rest des Gemisches von Probe und Flux an den Wänden des Glasgefäßes hängen. Je geringer die Gesamteinwaage, desto größer kann der dadurch entstehende Fehler werden und in bedauerlichen Fällen sogar die gesamte Analyse verderben.

Diesen Vorteilen stehen allerdings auch zwei Nachteile gegenüber, nämlich die durch die doppelte Fluxeinwaage doppelt so hohen Kosten und die Notwendigkeit, auf eine gute Politur der Platinformen zu achten.

Von den Gesteinsproben des Mafits, der Kummingtonit - Felse und der granatführenden Gneise wurden jeweils zwei Glastabletten hergestellt. Da sich in der ersten Meßreihe gezeigt hatte, daß die Übereinstimmung zwischen den zwei Tabletten einer Probe sehr gut waren, wurde von allen anderen Gesteinspulvern nur jeweils eine Glastablette eingewogen und erschmolzen. Nur wenn bei der Tablettenherstellung ein Fehler unterlief oder wenn der Verdacht einer möglichen Verfälschung auftauchte, wurde eine weitere Tablette angefertigt. Zusätzlich wurden von 4 Proben jeweils mehrere Tabletten hergestellt, um die Homogenität des Probenpulvers und die Reproduzierbarkeit der Analysenwerte zu überprüfen.

Natrium und alle Spurenelemente wurden an Pulvertabletten ermittelt. Dazu wurden 7 gr Probenpulver ($< 63 \mu\text{m}$) einseitig mit einem Mantel aus einem Borsäure - Baccelit - Gemisch umgeben. Es zeigte sich, daß ein Verhältnis von ca. 1 : 1 und eine maximale Korngröße von $120 \mu\text{m}$ die besten Ergebnisse lieferte.

In Abhängigkeit von der mineralogischen Zusammensetzung zeigen die Pulvertabletten z.T. nach dem Pressen bei Drucken zwischen 10 und 15 t / Inch^2 gänzlich unterschiedliches Verhalten. Chloritreiche Proben wie die des Mafits oder solche mit einem hohen Anteil an Erz ließen

sich gänzlich unproblematisch zu Pulvertabletten verarbeiten, wogegen die Gneise mit hohem Quarz- und Feldspatanteil die Tendenz zeigen, sich bei oder nach der Druckentlastung (z.T. erst 1 bis 2 Tage später) auszudehnen und uhrglasförmige Risse zu bekommen. Da diese Risse die Meßergebnisse verfälschen können, wurden sie durch die Zugabe eines Bindemittels verhindert. Dazu wurde dem Probenpulver eine auf Erfahrungswerten für die jeweilige Probengruppe basierende Anzahl von Tropfen einer gesättigten Moviol - Lösung (maximal 10 Tropfen) zugefügt und die Probensubstanz in einem Achatmörser homogenisiert.

Die Moviol - Gehalte in den Pulvertabletten haben zwar auf das Meßergebnis keinen nennenswerten Einfluß (TOGEL 1961), sie haben jedoch die meßtechnisch unangenehme Eigenschaft, die Feuchtigkeitsgehalte in den Pulvertabletten deutlich zu erhöhen. Deshalb war es notwendig, die Tabletten vor Messungen im Vakuum mehrere Stunden in einem Exsikkator mit Unterdruck aufzubewahren und vorzutrocknen. Verzichtet man darauf, ergeben sich für die Evakuierung der Probenkammer Pumpzeiten von 0.5 Stunden und darüber.

Von allen Proben wurden jeweils zwei Pulvertabletten angefertigt, mit Ausnahme jener Proben, für die auch mehrere Glastabletten existieren. Von ihnen wurden jeweils 9 Pulvertabletten hergestellt.

10. Anmerkungen zur Glühverlustbestimmung

Bei der Hauptelementanalyse karbonatreicher und besonders sulfidreicher Proben (z.B. B 8717) zeigte sich nach der Auswertung der Hauptelementbestimmungen, selbst unter Berücksichtigung des LOI, eine zu geringe Gesamtsumme. Diese Beobachtung legte den Verdacht nahe, daß die Analysenwerte einzelner Hauptelemente zu niedrig liegen könnten. Der Fehler ist jedoch nicht in den verwendeten Standards bzw. Eichgeraden zu suchen, sondern bei der Ermittlung des LOI, wie die Kontrollanalysen internationaler Standards zeigten. Offenbar erfolgte trotz mehrstündigem Glühen bei Temperaturen $> 1000^{\circ} \text{C}$ keine vollständige Austreibung der flüchtigen Bestandteile wie CO_2 und H_2O^+ bzw. Graphit und Schwefel aus der Probe. Eine mögliche Ursache könnte die bei sehr sulfidreichen Proben zu beobachtenden Verschlackungserscheinungen und die damit verbundene " Abdichtung " des Probenpulvers an der Oberfläche sein. Trotzdem ist damit zu rechnen, daß die Elemente Fe, Co, Cu, Ni und Zn, die vorwiegend an Sulfide gebunden sind, weitgehend

oxidiert wurden.

Daß bei der Hauptelementanalyse solcher Proben keine gravierenden Fehler unterliefen und die Analysenwerte " richtig " sind (d.h. innerhalb der Bestimmungstoleranzen), läßt sich rechnerisch kontrollieren und nachweisen (siehe unten).

Dazu sind separate Bestimmungen von H_2O^+ , anorganischem CO_2 , Graphit, Schwefel und Fe^{2+} nötig. Ebenso ist es wichtig, die Gehalte an sulfidisch gebundenem Eisen, Kobalt, Kupfer, Nickel und Zink zu kennen. Wie bereits erwähnt, wurde auf eine Bestimmung des Fe^{2+} ganz verzichtet (siehe Kap. 8, Seite 17). Statt dessen wurde eine Näherungsberechnung für den sulfidisch gebundenen Eisenanteil und für einen Teil des silikatisch gebundenen Fe^{2+} durchgeführt.

Dieser Näherungsberechnung liegt folgendes Schema zugrunde : Zunächst wurde der Schwefelgehalt der Probe bestimmt und angenommen, daß der überwiegende Teil der Elemente Co, Cu, Ni und Zn in sulfidischer Form im Gestein vorliegen. Diese Annahme scheint gerechtfertigt, da die in Finnland durchgeführten Bestimmungen dieser Elemente an Säureauszügen nicht sehr deutlich von den Ergebnissen der RFA - Analysen, die die Gesamtgehalte im Gestein repräsentieren, abwichen. Kleinere Abweichungen sind aufgrund der geringen Gehalte in nicht sulfidischer Form zu vernachlässigen.

Alles Zink wurde als Zinkblende berechnet und der so benötigte Schwefel von dem Gesamtschwefelgehalt subtrahiert.

Alles Kobalt wurde als Kobalt - Pentlandit verrechnet, wobei das Co / Ni - Verhältnis im Pentlandit als das der Gesamtprobe angenommen wurde (HUHMA & HUHMA 1970). Aufgrund der Analysen in der Literatur (KOUVO et al 1959) und eigenen Beobachtungen an Kobalt - Pentlanditen in der Outokumpu - Zone ist mit einem durchschnittlichen Fe / Ni - Atomverhältnis von ca. 1 zu rechnen. Wenn das Co / Ni - Verhältnis des Gesteins das des Pentlandits widerspiegelt, muß alles Nickel ebenfalls als Kobalt - Pentlandit berechnet werden. Die für die Berechnung des Kobalt - Pentlandits benötigten Mengen an Schwefel und Eisen wurden von den bestimmten Gehalten subtrahiert.

Entsprechend der Kupfergehalte wurde ein mittleres Cu - Fe - Sulfid berechnet, dessen Formel auf einer groben Abschätzung der durchschnittlichen Mengenverhältnisse der beiden wichtigsten Kupfer - Minerale, nämlich Kupferkies (ca. 60 %) und Cubanit (ca. 40 %), aus Erzanschliffen beruht. Es ergibt sich ein theoretisches Sulfid der Formel

$\text{Cu}_5 \text{Fe}_7 \text{S}_{12}$. Auch hier werden Eisen- und Schwefelgehalte, die zur Bildung dieses theoretischen Minerals bis zum vollständigen Verbrauch der Kupfergehalte benötigt werden, von den Gesamtgehalten subtrahiert.

Aller restlicher Schwefel wird nun als Troilit berechnet, da Magnetkies das mit Abstand wichtigste Eisensulfid darstellt.

Überschüssiges Eisen wird entsprechend der TiO_2 - Gehalte als Ilmenit berechnet. Die jetzt noch verbleibenden Eisengehalte liegen dann als Magnetit oder silikatisch gebunden vor (siehe dazu auch das Rechenschema im Anhang, auf das im Folgenden mit Abkürzungen Bezug genommen wird).

Für eine Nachrechnung der Analysensumme wird die Summe der bestimmten Hauptelementoxide ohne LOI mit den separat bestimmten Werten für anorganisches CO_2 , Graphit, H_2O^+ , S, Co, Cu, Ni und Zn addiert. Von der so erhaltenen Summe sind die Gewichtsänderungen durch die Oxidation der Elemente Fe, Co, Cu, Ni und Zn beim Glühen abzuziehen. Die Gewichtsänderungen berechnen sich gemäß :

$(\text{Zn} \times 1.2447) - \text{Zn}$; $(\text{Cu} \times 1.2518) - \text{Cu}$; $(\text{Co} \times 1.2715) - \text{Co}$;

$(\text{Ni} \times 1.2725) - \text{Ni}$;

und aufgrund der Abschätzung für zweiwertiges, sulfidisch gebundenes Eisen (siehe oben und das Rechenschema im Anhang) :

$(\text{Fe1} + \text{Fe2} + \text{Fe3}) \times 1.4297 - (\text{Fe1} + \text{Fe2} + \text{Fe3})$.

Für das im Ilmenit als FeO vorliegende Eisen berechnet sich die Gewichtsänderung als : $(\text{Fe4} \times 1.111) - \text{Fe4}$.

Der Rest an Eisen, d.h. der als Fe_2O_3 bestimmte Gesamteisengehalt abzüglich $((\text{Fe1} + \text{Fe2} + \text{Fe3}) \times 1.4297 + \text{Fe4} \times 1.111)$, kann im Gestein in unterschiedlicher Form gebunden sein :

1. Als dreiwertiges Eisen; dann ist keine Korrektur angebracht.
2. Als zweiwertiges, silikatisch gebundenes Eisen. In diesem Fall ist eine Korrektur durch Subtraktion von der Gesamtsumme der Analyse vorzunehmen in der Größe : Resteisen (als Fe_2O_3 !) - Resteisen $\times 0.8998$, womit der Gewichtsänderung bei der Oxidation von FeO zu Fe_2O_3 Rechnung getragen wird.
3. Vollständig als Magnetit. Die Korrektur besteht für diesen Fall in einer Subtraktion nach der Formel : Resteisen $\times 0.3103$ - Resteisen $\times 0.2792$, wodurch der Anteil des FeO in Magnetit und dessen Gewichtsänderung bei der Oxidation berücksichtigt wird.
4. Als eine Mischung der Punkte 1 - 3. In diesem Fall können die Korrekturen 1 und 2 als Extremwerte betrachtet werden.

Um diese Ausführungen deutlicher zu machen und um darzustellen, daß die zu niedrige Gesamtsumme bei karbonatreichen und sulfidreichen Proben tatsächlich auf einem fehlerhaften LOI beruht, wird der aufgezeigte Rechenvorgang im Folgenden für die Probe B 8717 exemplarisch dargestellt.

Bei dieser Probe beläuft sich die Summe der Hauptelementoxide unter Berücksichtigung des Gesamtglühverlustes LOI auf 94.40 Gew. - %. Abzüglich des LOI von 6.95 Gew. - % (kurz %) ergibt sich als Summe 87.45 %. Zu addieren sind :

CO ₂ anorg.	5.99 %
Graphit	0.86 %
H ₂ O ⁺	0.56 %
Schwefel	12.10 %
Co	0.23 %
Cu	0.17 %
Ni	0.06 %
Zn	0.48 %

Als neue Summe ergibt sich 107.90 %, von der für die Oxidation gemäß der obigen Ausführungen zu subtrahieren sind (unter der Annahme einer vollständigen Oxidation dieser Elemente) :

Co	0.06 %
Cu	0.04 %
Ni	0.02 %
Zn	0.12 %

Ebenfalls zu subtrahieren ist die Gewichtsänderung durch die Oxidation des zweiwertigen Eisens, dessen Gehalt abgeschätzt werden muß (gemäß dem vorgestellten Schema. Die Abkürzungen und Zahlen beziehen sich auf das Rechenschema im Anhang) :

S1 = 0.24 ; (2) = 0.00390 ; (3) = 0.00102 ; (2') = 5.90909 ;

(3') = 1.54545 ; (4) = 348.24 ; (5) = 90.73 ; (6) = 86.31 ;

F1 = 0.488 ; Fe1 = 0.06 ; S2 = 0.17 ; Fe2 = 0.21 ; S3 = 0.21 ;

S[#] = 12.10 - (0.24 + 0.17 + 0.21) = 11.48

Fe3 = 20.00 ; Fe4 (entsprechend TiO₂ von 0.26) = 0.18

Fe1 + Fe2 + Fe3 = 20.27

Die Korrekturen belaufen sich für das sulfidisch gebundene Eisen auf 8.71 % und für das oxidisch gebundene zweiwertige Eisen auf 0.02 %.

Subtrahiert man alle Oxidationskorrekturen so ergibt sich :
107.90 - 8.97 = 98.93 % als neue Zwischensumme. An der Probe B 8717

wurde ein Fe_2O_3 - Gehalt von 29.59 % bestimmt, d.h. als Resteisen, das nicht sulfidisch oder in Ilmenit gebunden ist, ergibt sich ein Gehalt von 0.41 % Fe_2O_3 .

Nimmt man an, daß dieses Eisen vollständig in zweiwertiger Form vorgelegen hat, wäre als maximale Korrektur ein Betrag von 0.04 % zu subtrahieren. Geht man dagegen davon aus, daß dieser Eisengehalt überwiegend als Magnetit vorlag, ergibt sich eine Korrektur von nur noch 0.01 %.

Eine deutliche Abweichung der Analysensumme von 100 % deutet normalerweise auf Fehler in der Bestimmung der Einzelkomponenten oder auf Unvollständigkeit hin. Demgegenüber kann eine Analysensumme von 100 % nicht als Beweis für eine gute Analyse gelten, da auch eine völlig unsinnige Analyse zufällig eine Summe von 100 % erreichen kann, ohne daß auch nur ein einziger Wert einer Elementbestimmung brauchbar sein müßte. Sie kann aber bei guten Einzelbestimmungen die Qualität der Analyse unterstreichen.

In der vorliegenden Abschätzung wurden zwar keine 100 % erreicht, aber unter den gegebenen Umständen recht beachtliche 98.9 %. Berücksichtigt man, daß die Bestimmungen von CO_2 , H_2O^+ , Schwefel und Graphit, bedingt durch die Bestimmungsmethode, nicht so gute Genauigkeiten erreichen können wie z.B. die Bestimmungen der Hauptelementoxide mit einer (technisch einwandfreien) Röntgenfluoreszenz, und schließt man ferner die Möglichkeit nicht aus, daß nicht analysierte Elemente (z.B. Bor, Chlor, Fluor u.a.) zusammen Gehalte von mehreren 1000 ppm erreichen könnten, werden 98.9 % durchaus akzeptabel.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß der Glühverlust bei den sulfidreichen und karbonatreichen Proben zu niedrig bestimmt wurde, weil möglicherweise die Austreibung von H_2O^+ und CO_2 nicht quantitativ erfolgte, und weil eventuell die Schwefelgehalte nicht vollständig abgeröstet wurden. Deshalb könnte eine unvollständige Oxidation der Eisengehalte zu Fe_2O_3 erfolgt sein. Als Ursache wird die Abdichtung der Probenoberfläche durch eine Verschlackung angesehen. Wiederholtes Aufheizen der Probe kann darauf kaum einen Einfluß ausüben, ebensowenig wie die Erhöhung des Sauerstoffangebots im Ofen oder eine weitere Erhöhung der Temperatur.

Dennoch sind die von diesem Probenmaterial erstellten Hauptelement - Analysen in ihrer Qualität mit den übrigen Analysen vergleichbar, auch wenn die Summe aus den Hauptelementoxiden und dem Glühverlust deutlich von 100 % abweicht.

11. Röntgenfluoreszenz - Analytik

Die Röntgenfluoreszenz - Analytik ist eine seit vielen Jahren gebräuchliche Standardmethode in den Geowissenschaften. Dementsprechend gibt es eine große Anzahl von Büchern und Veröffentlichungen über die Prinzipien dieser Methode (z.B. JENKINS 1974, JENKINS & DE VRIES 1967, NORRISH & CHAPPEL 1967, SCHROLL & STEPAN 1969).

Wie die vielen in den letzten Jahren im Zusammenhang mit der RFA erschienen Veröffentlichungen zeigen, ist diese Methode jedoch noch nicht vollständig ausgereizt. Ganz offensichtlich ist es bisher nicht gelungen, ein allgemein anerkanntes, bis an die Grenzen der technischen bzw. theoretischen Möglichkeiten perfektioniertes Verfahrensmuster für die RFA vorzustellen. Ein solches Verfahrensmuster wird es aller Wahrscheinlichkeit nach auch nie geben, da zu unterschiedliche Problematiken (z.B. Gesteine, technische Produkte, Legierungen usw.) mit der RFA bearbeitet werden und die Methode für die jeweils vorliegende Matrix optimiert werden muß. Selbst die maximal zur Verfügung stehende Probenmenge spielt eine Rolle, ebenso wie Kosten und Zeitaufwand für Präparation und Messung, oder die geforderte Genauigkeit der Ergebnisse.

Dementsprechend gibt es eine sehr große Anzahl von Veröffentlichungen über die RFA (z.B. AUSTEN et al 1976, CLAISSE & THINH 1979, CRISS et al 1978, HAUKKA & THOMAS 1977, 1978, HUTTON & ELLIOT 1980, NESBITT et al 1976, NISBET et al 1979, NORRISH & HUTTON 1969, PALME & JAGOUTZ 1977, PARKER 1978, PARKER & WILLIS 1977, STERN 1979, SUMARTOJO & PARIS 1980, TERASHIMA 1977, THOMAS & HAUKKA 1978 usw.), die sich mit der Probenpräparation, den notwendigen Korrekturen (die sich z.T. nach der Präparationsmethode richten), der eigentlichen Messung (z.B. welche charakteristische Röntgenlinie die besten Ergebnisse liefert), der Bestimmung bzw. Berechnung von Massenschwächungskoeffizienten usw. bis hin zu Programmen für die Reduktion der Meßdaten (d.h. Umrechnung der gemessenen Impulsraten in Element- bzw. Elementoxid - Konzentrationen) befassen.

Für die Analyse von Gesteinen gibt es seit vielen Jahren ein Verfahren, das in vielen Laboratorien der ganzen Welt angewandt wird und für das auch in Mainz Rechenprogramme für die Daten - Reduktion zur Verfügung stehen. Es handelt sich um das Verfahren nach NORRISH & HUTTON (1969), das auch für die Präparation (und damit der Weiter-

verarbeitung der Rohdaten) für die in dieser Arbeit durchgeführten Analysen auf Hauptelemente zugrunde lag (siehe Kap. 9).

Für die Reduktion der Daten sind eine ganze Menge von Berechnungen nötig, z.B. Matrixkorrekturen, Absorptionskorrekturen, Driftkorrektur, Totzeitkorrektur, Korrektur der Sekundärfluoreszenz, Korrektur von Linieninterferenzen, Korrektur der Probeneinwaage uva..

Alle diese Effekte, ihre Wirkungen und ihre Beseitigung, sowie die Rechenvorgänge in den Programmen wurden in großer Ausführlichkeit in den Arbeiten von LANGE (1982) und LASKOWSKI (1982), sowie von LUZIUS (1982) dargestellt. Es soll deshalb im Folgenden auf eine erneute Behandlung des gesamten Komplexes weitgehend verzichtet werden.

Die RFA steht im allgemeinen in dem Ruf, in kurzer Zeit Analysen von hoher Genauigkeit und sehr guter Reproduzierbarkeit zu liefern. Dies setzt jedoch voraus, daß keine technischen Pannen auftreten, gute Standards zur Verfügung stehen, die Verunreinigungen der Röhre gering sind und alle äußeren Einflüsse und Interelement - Effekte zu erkennen und zu korrigieren sind.

In der Praxis stellt sich leider oft erst bei der Auswertung der Rohdaten heraus, daß offensichtlich eine Fehlerquelle nicht erkannt, übersehen, unterschätzt oder neu hinzu gekommen ist. Liegt der Fehler bei der Korrektur von Interelement - Einflüssen, ist er in der Regel zu beheben. Ist aber eine zu große Verunreinigung der Röhre oder ein Einfluß des Meßgerätes für Fehler verantwortlich, muß versucht werden, mit veränderten Meßbedingungen (z.B. andere Röntgenröhre) zu besseren Ergebnissen zu gelangen.

Auf verlorenem Posten kämpft man dagegen, wenn sporadisch Störungen in der Meßelektronik auftreten oder Teile des Gerätes kurzzeitig ihren Dienst verweigern ohne gänzlich auszufallen. Das Auffinden eines solchen Fehlers ist nahezu unmöglich.

Im Verlauf dieser Untersuchung traten in zwei Fällen solche Störungen auf.

Im Falle der Bestimmungen von Kupfer, Nickel und Zink mit der Gold - Röhre stellte sich bei der Auswertung heraus, daß die ermittelten Nickel - Gehalte zwischen zwei Tabletten einer Probe bis zu 100 % schwankten (in Abhängigkeit vom tatsächlichen Nickel - Gehalt). Die Ursache für diese Schwankungen konnte nicht schlüssig nachgewiesen werden. Es wird aber angenommen (da sich eine Positionsabhängigkeit an-

deutete), daß Nickel - Gehalte in den mit Gold bedampften Probenhalterböden für diesen Effekt verantwortlich zu machen sind. Da die Probenhalterböden direkt nach Beendigung der Messungen auf Cu, Ni und Zn durch den nachfolgenden Benutzer der RFA abgeschraubt und durch andere Böden ersetzt wurden, die Böden jedoch nicht entsprechend ihrer Position im Probenhalter gekennzeichnet waren, war eine weitere Überprüfung nicht möglich.

Eine weitere Störung trat bei der zweiten Meßreihe für Hauptelemente auf. Nach wenigen Meßzyklen begannen, trotz neu justiertem Sinus - Verstärker, die Peaks im Impulsspektroskop zu driften (bei allen an Glastabletten bestimmten Elementen !). Gleichzeitig, aber ohne direkt erkennbaren Zusammenhang, zeigten die Impulsraten für alle Elemente die fatale Neigung, innerhalb weniger Stunden mehr oder weniger stark abzufallen und wieder anzusteigen. Dabei zeigte sich zumindest zeitweise eine lose Beziehung zu Veränderungen des Luftdrucks.

Wenn man davon ausgeht, daß diese Impulsratendrift nicht linear erfolgte und eventuell sehr kurzzeitige Schwankungen (im Sekunden - Bereich) auftraten, könnten diese Unterschiede nicht mehr durch das Messen der Referenzprobe zu Beginn und am Ende eines jeden Meßzyklusses auf ein Element korrigiert werden. Die stets auf Position 5 des Probenhalters mitgemessenen Proben NIM - N und 157 / TS - 1 wurden dann ebenfalls diesen Schwankungen unterworfen. Die Unterschiede bei den Bestimmungen an diesen Tabletten (siehe Tab. 13.4 a und 13.4 b) sind so erklärbar (siehe auch Kap. 13.1.1).

12. Standards

Als eine Analysenmethode, die nur relative Daten liefert, ist die RFA auf die Verwendung von Standards zwecks Eichung und Überprüfung der Ergebnisse angewiesen. Deshalb wurden im Laufe der Jahre für solche Analysenmethoden sehr viele Gesteins - Standards hergestellt und verbreitet (vergl. u.a. ABBEY 1980, ROELANDTS 1981), die durch eine große Anzahl weiterer Standards wie z.B. Prospektionsstandards (ALLCOTT & LAKIN 1975), Erz- und Mineralstandards (LISTER 1978) und Standards für spezielle Analysenverfahren ergänzt werden.

Alle diese Standards sind jedoch mit Schwierigkeiten behaftet, da die sogenannten " recommended values " oder " usable values ", die als

Bezugswert dienen, auf Bestimmungen beruhen, die in unterschiedlichen Laboratorien, mit unterschiedlichen Methoden und mit unterschiedlicher Sorgfalt erstellt wurden. Unter den Verfassern von Zusammenstellungen solcher Standards und der für sie empfohlenen Werte besteht keine Einheit darüber, auf welche Art und Weise diese "recommended values" aus den Einzelbestimmungen ermittelt werden sollten, besonders wenn die Einzelwerte eine schiefe Verteilung aufweisen (ABBEY 1975, 1978, 1980, ABBEY et al 1979, FLANAGAN 1975 u.a.).

So kommt es, daß unterschiedliche Autoren für die gleichen Standards z.T. deutlich differierende Referenzwerte angeben (vergl. ABBEY 1977, 1978, 1980, FLANAGAN 1973, 1976).

Auch der Vergleich von Daten für Standards und ihre Entwicklung über einen längeren Zeitraum gibt einen interessanten Einblick in die Änderung von Analysendaten und damit der Referenzwerte für Standards, bedingt durch Verwendung anderer Analysenmethoden oder deren Verbesserung (BROOKS et al 1978). Daß diese Entwicklung auch heute noch nicht abgeschlossen ist, zeigt eine vergleichende Übersicht von Elementgehalten, die in Standards in Abhängigkeit von der (jeweils hochspezialisierten) Analysenmethode ermittelt wurden (MCLENNAN & TAYLOR 1980).

13. Elementbestimmungen mit der RFA

Die in dieser Arbeit vorliegenden Hauptelement - Analysen wurden in zwei zeitlich getrennten Meßreihen ermittelt. In der ersten dieser Meßreihen (1980) wurden die Mafit - Proben analysiert, in einer zweiten Meßreihe (1981) folgte die Bestimmung der Hauptelemente an allen weiteren Proben. Dafür wurden bei geringfügig differierenden Geräteparametern neue Eichgeraden benutzt (siehe Tab. 13.2 a und 13.2 b). Die Bestimmung der Spurenelementgehalte erfolgte für alle Proben unter identischen Bedingungen.

13.1. Die Bestimmung der Elementoxidgehalte von Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K und P

Die Bestimmung der oben aufgelisteten Elementgehalte erfolgte unter Verwendung von Glastabletten nach NORRISH & HUTTON (1969) mit der RFA. Die apparativen Bedingungen dieser Bestimmungen sind aus Tabelle 13.1 ersichtlich. Die in Klammern angegebenen Werte beziehen sich auf die zweite Meßreihe. Fehlt eine Angabe in Klammern, waren die Parameter für beide Meßreihen identisch.

Als Zählgas für den Durchflußzähler diente (ebenso wie bei allen anderen Messungen mit Durchflußzähler) ein Gemisch aus 90 Vol. - % Argon und 10 Vol. - % Methan.

Die Eichung der Hauptelement - Bestimmungen erfolgte gegen die im Institut für Geowissenschaften vorhandene Glastabletten - Serie von Blanks, Interferenzstandards und internationalen Gesteinsstandards.

Die Reihenfolge der Elemente in Tab. 13.1 entspricht der Reihenfolge der Messungen. Um die Gerätedrift für ein zu messendes Element möglichst gering zu halten, wurden jeweils alle im 10 - Proben - Wechsler befindlichen Glastabletten auf ein Element gemessen und dann erst die Geräteparameter verändert. Für alle Bestimmungen wurde die K_{α} - Linie verwendet. Die Driftkorrektur für jedes an Glastabletten gemessene Element erfolgte gegen die Messung der synthetischen Referenz - Standardtablette REF - 1 (siehe LASKOWSKI 1982).

Die Tabellen 13.2 a und 13.2 b geben an, welche internationalen Gesteinsstandards für die Erstellung der Eichgeraden herangezogen wurden und welche Elementoxid - Gehalte den einzelnen Standards in der

Elementoxid	Röhre	mA	kV	Kollimator	Anal.-Krist.	Zählzeit [#]	2θ
TiO ₂	Cr	55	50	F	LIF(100)	20	86.085 (86.120)
CaO	Cr	55	50	F	LIF(100)	20	113.050 (113.110)
K ₂ O	Cr	55	50	F	LIF(100)	20	136.050 (136.680)
P ₂ O ₅	Cr	55	50	F	GE	200	140.905 (140.935)
SiO ₂	Cr	55	50	C	PET	100	108.945 (109.130)
Al ₂ O ₃	Cr	55	50	C	PET	100	144.775 (145.100)
MgO	Cr	55	50	F	TLAP	200	45.125 (44.970)
Fe ₂ O ₃	W	45	40	F	LIF(110)	20	85.905 (85.925)
MnO	W	45	40	F	LIF(110)	40	95.415 (95.430)
Na ₂ O*	Cr	55	50	C	TLAP	200	54.890 (54.890)

* siehe Text
in Sekunden

Tabelle 13.1 : Geräteparameter für die Bestimmung der Hauptelementoxide mit dem Spektrometer SRS 200 ; Kanalbreite 100 % ; Vakuum ; Messung bei Probenrotation ; Au - Böden ; Blende 1 (Au)

Stand.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅
G-2	69.11	0.50	15.40	2.65			1.94	4.51	0.14
GSP-I	67.38	0.66	15.25	4.33	0.04		2.02	5.53	0.28
AGV-I	59.08	1.05	17.06	6.79	0.10	1.52	4.97	2.89	0.49
BCR-I				13.40	0.18	3.46		1.70	0.36
PCC-I					0.12	43.22			
NIM-G	75.72	0.09	12.08	2.00			0.78	5.00	
NIM-N	52.70		16.50		0.18	7.50		0.25	
NIM-P	51.15		4.20		0.22	25.25		0.09	
NIM-S	63.52		17.23	1.40			0.68		0.13
GA									
BR	38.52	2.63				0.95			
JG-I	72.24		14.21		0.06	13.29		1.39	1.09
							2.18	3.96	

Tabelle 13.2 a : Internationale Standards und ihre Sollwerte, die für die Eichgeraden der Hauptelementbestimmungen an Glasetabletten der ersten Meßserie verwendet wurden

Stand.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅
G-2	69.22	0.48	15.40	2.67	0.03		1.96	4.46	0.13
GSP-1	67.32	0.66	15.25	4.36	0.04		2.03	5.51	0.28
AGV-1	59.61	1.06	17.19	6.79	0.10	1.52	4.94	2.92	0.51
BCR-1	54.53	2.26	13.72	13.41	0.18	3.48	6.97	1.70	0.36
PCC-1	42.10			8.28	0.12	43.50	0.55		
NIM-G	75.70	0.09	12.08	2.02	0.02		0.78	4.99	0.01
NIM-N	52.64	0.20	16.50	8.91	0.18	7.50	11.50	0.25	
NIM-P	51.10	0.20	4.18	12.76	0.22	25.33	2.66		0.02
NIM-S	63.63	0.04	17.34	1.40	0.01			15.35	0.12
GA	69.96	0.38	14.51	2.77	0.09		2.45	4.03	0.12
BR	38.39	2.61	10.25	12.90	0.20		13.87		1.05
JG-1	72.36	0.27	14.20	2.16	0.06		2.17	3.96	0.09

Tabelle 13.2 b : Internationale Standards und ihre Sollwerte, die für die Eichgeraden der Hauptelementbestimmungen an Glastabletten der zweiten Meßserie verwendet wurden

Eichgeraden zugeordnet wurden. Für die Eichgeraden der Tab. 13.2 a wurden die Sollwerte der Standards aus FLANAGAN (1967) entnommen. Für die Eichgeraden der zweiten Meßserie wurden die Angaben von ABBEY (1980) zugrunde gelegt (Tab. 13.2 b). Die Tabelle 13.3 gibt die zu den jeweiligen Eichungen gehörenden Nachweisgrenzen (zur Berechnung der Nachweisgrenzen siehe JENKINS & DE VRIES 1967, LANGE 1982, LASKOWSKI 1982 u.a.), die durchschnittlichen absoluten Fehler, sowie die Impulsraten pro Sekunde für 1 Gew. - % Elementoxid an. Für die Reproduzierbarkeiten bei den beiden Meßserien sei auf das Kapitel 13.1.1.1 verwiesen. Die Genauigkeit der Bestimmungen, ersichtlich aus dem Vergleich der ermittelten Daten mit Literaturwerten für Standards, ist aus den Ausführungen des Kapitels 13.1.1.2 zu ersehen.

	1. Meßserie			2. Meßserie		
	1	2	3	1	2	3
SiO ₂	0.0397	0.078	89.73	0.0503	0.181	62.39
TiO ₂	0.0048	0.010	4520.05	0.0050	0.018	3655.81
Al ₂ O ₃	0.0324	0.045	67.83	0.0447	0.073	46.68
Fe ₂ O ₃	0.0189	0.033	704.17	0.0202	0.043	566.62
MnO	0.0111	0.002	583.43	0.0118	0.002	458.40
MgO	0.0897	0.060	11.79	0.1306	0.046	3.08
CaO	0.0136	0.015	2904.95	0.0146	0.024	2477.23
K ₂ O	0.0033	0.012	2554.81	0.0052	0.014	2220.11
P ₂ O ₅	0.0149	0.007	83.09	0.0141	0.005	55.14

Tabelle 13.3 : Nachweisgrenzen in Gew. - % (1), durchschnittliche absolute Fehler in Gew. - % (2) und Impulsraten pro 1 Gew. - % Elementoxid in 1 Sekunde (3) für die Eichgeraden der Elementbestimmungen an Glastabletten

13.1.1. Anmerkungen zur Qualität der Hauptelement - Daten

Ein wichtiges Kriterium für die Beurteilung der Qualität geochemischer Daten ist neben der " Genauigkeit " bzw. " Richtigkeit " (siehe unten) die Reproduzierbarkeit der Daten.

13.1.1.1. Die Reproduzierbarkeit der Daten

Zur Reproduzierbarkeit sind einige Anmerkungen unerlässlich, da dieser Begriff sehr verwaschen ist und mit unterschiedlicher Bedeutung gebraucht wird. In dieser Arbeit werden drei Arten von Reproduzierbarkeit unterschieden :

1. Die Reproduzierbarkeit der Messungen, dargestellt anhand wiederholter Messungen der gleichen Tablette über einen längeren Zeitraum, ohne die Tablette dabei in ihrer Lage in der Probenhalterung zu verändern (siehe Tab. 13.4 a und 13.4 b).
2. Die Reproduzierbarkeit der Analysenergebnisse für eine Probe. Dazu wurden von einer Probe mehrere Meßpräparate hergestellt und innerhalb einer Meßserie wiederholt gemessen. Diese Betrachtung schließt die Schwankungen von Punkt 1 mit ein. Die Ergebnisse sind in den Tabellen 13.4 c und 13.4 d, sowie in den Tabellen A 6 a bis A 6 e im Anhang dargestellt.
3. Die Reproduzierbarkeit der Methode unter Berücksichtigung zweier (oder besser mehrerer), zeitlich getrennt erstellter Eichkurven. Diese Überprüfung erfolgte mit identischen Glastabletten unter Verwendung zweier Eichungen und dem Vergleich der Ergebnisse (siehe Tabelle 13.5).

Die zu beobachtenden hohen Unterschiede in den ermittelten Gehalten bei der Messung des gleichen Probenmaterials (siehe Tabelle 6 im Anhang) sind nicht auf Inhomogenitäten des Probenpulvers und deshalb unterschiedlichen Gehalten in einzelnen Tabletten zurückzuführen, sondern auf technische Schwierigkeiten (z.B. Schwankungen in der Meßelektronik). Solche Unterschiede wären auch nicht zu erwarten, da die Aufbereitung der Probenpulver sehr sorgfältig erfolgte, eine sehr hohe Probeneinwaage von 560 mg verwendet wurde, die Übereinstimmung der Ergebnisse in den meisten Fällen sehr gut ist und die Analysen auf Spurenelemente die Homogenität der Probenpulvers unterstreicht. Diese Auffassung wird erhärtet, wenn man die Reproduzierbarkeit der Messungen mit in Betracht zieht (Tab. 13.4 a,b).

	$\bar{x}$	s	V %	Min	Max	N
SiO ₂	52.86	0.07	0.14	52.71	52.97	8
TiO ₂	0.20	< 0.01	1.78	0.19	0.20	8
Al ₂ O ₃	16.73	0.14	0.82	16.46	16.86	8
Fe ₂ O ₃	9.17	0.13	1.40	9.00	9.36	8
MnO	0.18	< 0.01	2.54	0.18	0.19	8
MgO	7.65	0.10	1.35	7.52	7.82	8
CaO	11.85	0.08	0.66	11.75	11.97	8
K ₂ O	0.23	0.00	0.00	0.23	0.23	8
P ₂ O ₅	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	8

Tabelle 13.4 a : Reproduzierbarkeit der Messungen, dargestellt
an einer Tablette des Standards NIM - N

	$\bar{x}$	s	V %	Min	Max	N
SiO ₂	61.79	0.16	0.26	61.38	62.22	57
TiO ₂	0.63	0.02	2.51	0.57	0.65	57
Al ₂ O ₃	15.91	0.06	0.41	15.71	16.03	57
Fe ₂ O ₃	7.31	0.12	1.64	7.04	7.46	57
MnO	0.03	< 0.01	22.06	0.02	0.04	57
MgO	1.50	0.08	5.37	1.34	1.68	57
CaO	0.09	< 0.01	4.85	0.09	0.10	57
K ₂ O	5.06	0.02	0.45	5.01	5.10	57
P ₂ O ₅	0.29	< 0.01	2.37	0.28	0.30	57

Tabelle 13.4 b : Reproduzierbarkeit der Messungen, dargestellt
an einer Tablette des Standards TS - I

	$\bar{x}$	s	V %	Min	Max	N
SiO ₂	38.22	0.20	0.52	37.91	38.64	16
TiO ₂	2.77	0.04	1.29	2.70	2.82	16
Al ₂ O ₃	10.13	0.12	1.16	9.96	10.28	16
Fe ₂ O ₃	13.31	0.17	1.28	13.02	13.55	16
MnO	0.20	< 0.01	3.37	0.19	0.21	16
MgO	13.48	0.22	1.65	12.93	13.81	16
CaO	14.29	0.08	0.58	14.16	14.42	16
K ₂ O	1.40	0.03	1.84	1.37	1.45	16
P ₂ O ₅	1.09	0.01	0.96	1.07	1.11	16

Tabelle 13.4 c : Reproduzierbarkeit der Analysen, ermittelt an vier Tabletten des Standards BE - N

	$\bar{x}$	s	V %	Min	Max	N
SiO ₂	73.17	0.40	0.54	72.40	73.59	16
TiO ₂	0.27	< 0.01	1.64	0.26	0.28	16
Al ₂ O ₃	13.83	0.08	0.61	13.66	13.96	16
Fe ₂ O ₃	1.85	0.04	2.27	1.77	1.91	16
MnO	0.03	< 0.01	14.81	0.03	0.04	16
MgO	0.14	0.07	48.84	0.04	0.24	16
CaO	1.23	< 0.01	0.72	1.21	1.24	16
K ₂ O	4.28	0.02	0.49	4.25	4.31	16
P ₂ O ₅	0.05	< 0.01	8.75	0.04	0.06	16

Tabelle 13.4 d : Reproduzierbarkeit der Analysen, ermittelt an vier Tabletten des Standards RGM - I

Dem wäre hinzuzufügen, daß einige Glastabletten von Proben aus Riihilahti ebenfalls wiederholt gemessen wurden, daß jedoch darauf verzichtet wurde, die dabei aufgetretenen Unterschiede tabellarisch darzustellen. Diese Wiederholungsmessungen zeigten, daß bei der gleichen Tablette, ohne daß ihre Lage im Probenhalter verändert worden wäre, erhebliche Unterschiede auftreten konnten (z.B. die Messung von Fe_2O_3 an einer Glastablette der Probe 15339 mit 13.67 und 14.90 Gew. - % und die Messung von MgO bei der Probe 15289 mit Schwankungen zwischen 9.88 und 10.62 Gew. - %). Unterschiede in dieser Höhe sind jedoch sehr selten und auf späte Messungen beschränkt.

Die Verstärkung der Schwankungen in den Impulsraten gegen Ende der Meßreihe spiegelt sich auch in den unterschiedlichen Schwankungen an Standardtabletten wider (Tab. 13.4 a und 13.4 b). Der Standard NIM - N wurde nur bei den ersten 8 Zyklen mitgemessen, danach wurde er durch die Glastablette des Standards TS - 1 ersetzt. Erst nach Beendigung der Messungen an Proben aus Riihilahti wurden die Messungen zur Überprüfung der Reproduzierbarkeit durchgeführt, zunächst an internationalen Standards, dann an mehreren Tabletten der gleichen Proben aus Riihilahti. Die Schwankungen, wie sie für diese Mehrfachmessungen an mehreren Tabletten des gleichen Probenpulvers auftraten, sind als Extremwerte zu betrachten, die höher liegen, als es für die normalen Messungen zu erwarten ist.

Keines dieser Meßergebnisse wurde als Ausreißer behandelt, da aufgrund der geringen Anzahl von Wiederholungsmessungen in den meisten Fällen nicht überprüft werden kann, ob die Meßergebnisse einer Normalverteilung entsprechen, einer wichtigen Grundvoraussetzung zur Erkennung von Ausreißern (z.B. TIETJEN & MOORE 1972, STREULI 1980). Trotzdem sind die Vertrauensbereiche für die errechneten Mittelwerte (zu deren Berechnung siehe z.B. KREYSZIG 1979) relativ schmal.

Die Standardabweichung bei der Bestimmung eines Elementes mit einer Analysenmethode (hier RFA) ist bei Verwendung des gleichen Meßpräparates ein Maß für die Reproduzierbarkeit der Meßmethodik bzw. für die Stabilität der Meßelektronik. Sie hängt jedoch auch von der Konzentration des zu messenden Elementes in der Probe ab. Um zu einer Aussage über die Reproduzierbarkeiten in den beiden Meßreihen zu gelangen, und die beiden Meßserien miteinander vergleichen zu können, wurden bei beiden Serien Mehrfachmessungen an Standardtabletten durchgeführt und, da Konzentrationsunterschiede zwischen den Standards bestehen, relative

Standardabweichungen berechnet (KAISER & SPECKER 1956).

Aber auch die relativen Standardabweichungen sind nicht konstant, wenn ein größerer Konzentrationsbereich betrachtet wird (AHRENS 1957, BROOKS et al 1978), sondern umgekehrt proportional der Konzentration, d.h. je höher die Konzentration, desto kleiner die relative Standardabweichung. Bei der RFA wären eine nichtlineare Abhängigkeit zwischen Gehalten und Impulsrate oder instrumentelle Beeinflussungen als Ursachen dafür möglich. Der Einfluß der Elektronik, deren Schwankungen ungefähr der Wurzel aus der Impulsrate entspricht, ist als wesentlich wichtiger einzuschätzen.

Dennoch ist es für die hier angestellten Betrachtungen sinnvoll, eine mittlere, d.h. über mehrere Standards ermittelte relative Standardabweichung zu berechnen und zu vergleichen, da die Elementgehalte in den verwendeten Standards nicht um Größenordnungen differieren.

Für die Ermittlung der relativen Standardabweichungen in der ersten Meßreihe wurden die eigenen Daten durch Unterlagen von H. - P. LANGE ergänzt. Die relative Standardabweichung (s_r) wurde nach der Formel (a) berechnet, wobei $\bar{x}$ das arithmetische Mittel, x_i den i - ten Wert von x, N die Anzahl der Messungen und g die Anzahl der Gruppen von Messungen darstellt.

$$(a) \quad s_r = \sqrt{\left(\frac{\sum_1^N ((x_i - \bar{x}) / \bar{x})^2}{(N - g)} \right)}$$

Zur Abschätzung der Reproduzierbarkeit der Gesamt - Analyse - methode (unter Berücksichtigung unterschiedlicher Geräteparameter und Eichgeraden) wurde die Standardabweichung an internationalen Standards in Anlehnung an (b) nach KAISER & SPECKER (1956) errechnet. $\bar{x}_1$ und $\bar{x}_2$ stellen die Mittelwerte der ersten bzw. zweiten Meßreihe dar.

$$(b) \quad s = \sqrt{\left(\frac{N/2 \sum_1^N (\bar{x}_1 - \bar{x}_2)^2}{N} \right)}$$

Da die Mittelwerte bei den einzelnen Standards variieren, ist auch hier die relative Standardabweichung zu berechnen, d.h. für $\bar{x}$ muß der Ausdruck $(\bar{x} - \mu) / \mu$ eingesetzt werden. Der tatsächliche Wert (μ) ist jedoch nicht bekannt. Deshalb wurden hierfür die " usable values " (ABBEY 1980) eingesetzt. Für diese Betrachtung wurden in beiden Meßserien die gleichen Glastabletten verwendet, jedoch mindestens 2 pro Standard in mehreren Wiederholungsmessungen. Streng genommen dürften

	A	B	C	D
SiO ₂	1.67	2.51	5.10	4.98
TiO ₂	2.72	24.36	70.64	196.74
Al ₂ O ₃	3.30	7.94	3.51	9.64
Fe ₂ O ₃ *	6.00	16.19	10.48	18.03
MnO	28.53	208.16	38.18	77.35
MgO	42.80	52.30	525.30	366.74
CaO	6.41	46.11	9.67	8.15
K ₂ O	3.48	4.28	9.45	33.10
P ₂ O ₅	24.35	22.32	0.00	152.65

* Gesamteisen als Fe₂O₃

Tabelle 13.5 : Relative Standardabweichung (x 1000) für die an Glastabletten ermittelten Elemente als Maß für die Reproduzierbarkeiten.

A = 1. Meßreihe, ermittelt an den Standards SDC - 1 und BCR - 1 (Sollwerte nach ABBEY 1980)

B = 2. Meßreihe, ermittelt an den Standards NIM - 1 und TS - 1 (Sollwerte nach ABBEY 1980)

C = Methode (siehe Text); ermittelt an den Standards MAG - 1, SCo - 1, TS - 1, BHVO - 1, NIM - S, SDC - 1, RGM - 1 (Sollwerte nach ABBEY 1980)

D = Wie C; unter zusätzlicher Verwendung von NOD - A - 1 (FLANAGAN 1980), BE - N, MA - N, AN - G (GOVINDARAJU 1980), UM - 1, UM - 2, UM - 4 (CAMERON 1975) und SU - 1 (FAYE 1973)

nur identische Einzeltabletten miteinander verglichen werden. Deshalb wurde die Tabletten - Inhomogenität für die untersuchten Elemente als 0 definiert. Aus (b) ergibt sich demnach (c) als Formel für die relative Standardabweichung der Methode s_{rM} .

$$(c) \quad s_{rM} = \sqrt{\left(\frac{N/2}{\sum_1} \left(\left(\bar{x}_1 - \mu \right) / \mu \right) - \left(\left(\bar{x}_2 - \mu \right) / \mu \right) \right)^2 / N}$$

13.1.1.2. Die Genauigkeit der Daten

Um die Genauigkeit bzw. Richtigkeit einer Analyse abschätzen zu können ist es sinnvoll, nicht nur mit den für die Eichgeraden verwendeten Standards zu vergleichen, da diese immer eine subjektive Auswahl darstellen. Diese Auswahl beruht auf der bekannten Qualität bzw. Schwäche von Standards (vergl. ROELANDTS 1981) und dem Bestreben, eine Reihe von Standards zu finden, die eine möglichst geringe Abweichung von einer linearen Beziehung zwischen Sollwert und ermitteltem Gehalt (bzw. Impulsrate) zeigen. Die gute Übereinstimmung weniger Standards ist aber kein Beweis dafür, daß die gefundene Beziehung " richtig " ist. Durch geschickte Auswahl von wenigen geeigneten Standards lassen sich für viele Elemente leicht mehrere, z.T. stark voneinander abweichende Eichgeraden erstellen. Unter diesem Aspekt muß auch die Auflistung der durchschnittlichen absoluten Fehler in den Tabellen 13.3 a und 13.3 b gesehen werden. Je höher die Anzahl der verwendeten Standards, desto größer wird die Wahrscheinlichkeit einer zahlenmäßig größeren Abweichung. Zusätzlich sei auf die Listen von weiteren Analysen internationaler Standards bei den jeweiligen Elementen bzw. innerhalb der Analysen zur Überprüfung der Reproduzierbarkeit der RFA als Methode (siehe Tab. A 5 im Anhang) verwiesen.

13.2. Die Bestimmung von Natrium

Die ebenfalls in Tab. 13.1 angegebenen Parameter für die Bestimmung von Na_2O an Pulvertabletten gelten für alle Angaben von Natriumgehalten in dieser Arbeit. Da in der ersten Meßserie nur Standards mit > 1 Gew. - % Na_2O für die Erstellung der Eichgeraden benutzt worden waren, es sich aber bei den Messungen am Mafit herausstellte, daß dort die Natriumgehalte sehr viel niedriger liegen, mußte die Eichgerade für niedrige Gehalte extrapoliert werden. Um jeden Zweifel an der Qualität der Natriumbestimmungen am Mafit auszuräumen, wurden deshalb alle Natriumbestimmungen in der zweiten Meßserie wiederholt. Es stellte sich zwar heraus, daß die ermittelten Natriumgehalte alle im Rahmen der zu erwartenden Reproduzierbarkeit wiedergefunden wurden, trotzdem wurden überall nur die Meßwerte der zweiten Serie benutzt, da für diese Werte Vergleichsmessungen über die gesamte Konzentrationsspanne der Natriumgehalte vorliegen. Tabelle 13.6 gibt die für die Eichgerade benutzten Standards an, ihre Sollwerte nach ABBEY (1980) und die ermittelten Gehalte. Diese Tabelle wird ergänzt durch Tabelle 13.7 und die Tabelle A 5 im Anhang, in der weitere Standards aufgelistet sind, ihre Sollwerte und die ermittelten Werte. Die Tabellen A 6 b - e (im Anhang) zeigen die Reproduzierbarkeit der Natriumwerte an mehreren Tabletten von 4 Proben aus Riilahlahti.

Für die Na_2O - Bestimmungen wurden vor und nach der Messung des Natriums - Peaks Untergrundmessungen durchgeführt. Die Berechnung der Na_2O - Gehalte erfolgte aufgrund der Impulsraten der Netto - Peaks, d.h. die Impulsrate der Peakposition ($2\theta = 54.890^\circ$), abzüglich der Summe der jeweils mit 50 % der Peak - Meßzeit gemessenen Untergünde ($2\theta = 53.900^\circ, 55.900^\circ$). Als Referenzprobe zur Driftkorrektur diente der Standard NIM - L mit 8.3 Gew. - % Na_2O . Es wurden keine Korrekturen durchgeführt. Bei dieser Meßserie entsprachen 20 Impulse pro Sekunde (netto) 1 Gew. - % Na_2O .

Aus der Impulsrate des Untergrundes an der Peakposition lassen sich für eine statistische Sicherheit von 99.999 % (6 Sigma) bei dem vorliegenden Probenmaterial Nachweisgrenzen um 0.004 Gew. - % Na_2O berechnen. Werte, die unter 0.01 Gew. - % lagen, wurden trotzdem nicht mehr akzeptiert und als 0 angenommen.

Da Interferenzen von Na K_α mit Au - Linien auftreten, wurden Aluminium - Böden in den Probenhalterungen bei der Bestimmung von Natrium verwendet.

Standard	Sollwert	Meßwert	s	N
PCC - 1	0.01	0.01	< 0.01	9
TS - 1	0.09	0.09	< 0.01	17
UB - N	0.10	0.09	0.02	9
NIM - S	0.43	0.42	0.02	9
W - 1	2.15	2.18	0.05	9
JB - 1	2.79	2.79	0.02	8
BCR - 1	3.30	3.33	0.02	9
NBS - 99A	6.20	6.19	0.07	9

Tabelle 13.6 : Die für die Na_2O - Eichgerade verwendeten Standards, ihre Sollwerte nach ABBEY (1980) und die ermittelten Gehalte

Standard	Sollwert	Meßwert	s	N
NIM - N	2.46	2.56	0.05	9
GSP - 1	2.81	2.86	0.04	9
MICA - Fe	0.30	0.29	0.02	7
NBS - 98A	0.08	0.09	< 0.01	7
SY - 2	4.34	4.21	0.04	8
NIM - G	3.36	3.57	0.04	8
BR	3.07	3.39	0.05	8
TB	1.31	1.15	0.02	8
G - 2	4.06	4.11	0.04	10
GA	3.55	3.68	0.04	6
JG - 1	3.39	3.47	0.05	14
SGR - 1	3.00 (?)	3.20	0.04	10
QLO - 1	4.20 (?)	4.29	0.03	10

Tabelle 13.7 : Einige weitere Meßwerte für Na_2O - Gehalte internationaler Standards. Sollwerte nach ABBEY (1980)

13.3. Die Bestimmung der Spurenelementgehalte

Alle Angaben von Spurenelement - Konzentrationen sind, sofern nicht ausdrücklich anders angegeben, die zu ganzzahligen ppm gerundeten arithmetischen Mittelwerte der Bestimmungen an zwei Pulvertabletten eines Probenpulvers. Mehrfachmessungen an Proben und Standards zur Kontrolle der Reproduzierbarkeit und besseren Absicherung des Meßergebnisses wurden zwar mehrfach durchgeführt, werden jedoch aus Gründen der Übersichtlichkeit nur in einigen wenigen Tabellen exemplarisch dargestellt (siehe Tab. 13.9, 13.11, 13.12, 13.14 a, b, 13.16, A 6 b - e).

Um die Qualität der Eichung zu erhöhen und Schwankungen in den Impulsraten für einen Standard auszugleichen, wurden von allen für Eichgeraden verwendeten Standards mindestens 2 Messungen durchgeführt (vergl. Tab. 13.9, 13.12 u.a.). Nicht in allen Fällen war es möglich, für alle Standards die gleiche Anzahl von Messungen durchzuführen. Um eine Wichtung des Programms durch unterschiedliche Anzahlen von Messungen pro Standard zu vermeiden und trotzdem den Vorteil einer höheren Anzahl von Messungen nicht einzubüßen, wurden für die Eichkurven die arithmetisch gemittelten Meßergebnisse als ein Wert eingegeben.

13.3.1. Analysen auf Kobalt, Chrom und Vanadium

Die Bestimmung der Elementgehalte von Kobalt, Chrom und Vanadium erfolgte zusammen in einem Meßzyklus an Pulvertabletten. Die apparativen Bedingungen für diese Messungen sind in Tab. 13.8 zusammengestellt. Um die Interferenzen von $Ti K_{\beta}$ mit $V K_{\alpha}$ und $V K_{\beta}$ mit $Cr K_{\alpha}$ bei Verwendung des LIF (110) als Analysatorkristall korrigieren zu können, wurden Interferenzstandards von Titan und Vanadium gemessen und in die Korrekturberechnungen des Auswertungsprogrammes (XRF 14) mit einbezogen. Ferner wurden in diesem Meßzyklus $Ti K_{\alpha}$ mitgemessen, daraus $Ti K_{\beta}$ berechnet und Vanadium gemäß der Titangehalte in der jeweiligen Probe und der Interferenzkorrekturfaktoren (des Einflusses von Titan auf Vanadium) ermittelt.

Der Einfluß des $Fe K_{\beta}$ - Peaks auf $Co K_{\alpha}$ wurde durch die Verwendung eisenhaltiger Blanks (SiO_2 - Fe_2O_3 - Gemische) in der Größenordnung der Eisengehalte im Probenmaterial für die Nullpunktsfestlegung der

Röhre	W
kV	55
mA	50
Detektor	Durchflußzähler und Szintillationszähler
Kollimator	fein
Blende	I (Au)
Kanalbreite	150 %
Analysatorkristall	LIF (110)
Zählzeiten (sec)	100 200 100 100 200 200 200
Meßposition	U ₁ Co K α U ₂ U ₃ Cr K α U ₄ U ₅ V K α Ti K α
2 θ - Winkel	77.600 78.100 79.500 105.500 107.330 110.000 120.500 123.390 124.250
Betriebsart	Vakuum

Tabelle 13.8 : Geräteparameter für die Bestimmung der Gehalte von Kobalt, Chrom und Vanadium

Kobalt - Eichgeraden weitgehend ausgeglichen.

Um auch den Einfluß der hohen Eisengehalte in den Proben aus Riihilahti auf $\text{Cr } K_{\alpha}$ etwas auszugleichen, wurde die Voreinstellung des Programmes XRF 14 dadurch umgangen, daß SiO_2 - Fe_2O_3 - Gemische als Quarzblanks eingelesen wurden. Dadurch wurden besonders bei niedrigen Chromgehalten bessere Annäherungen an die Sollwerte erreicht.

Die gesamten Interferenzkorrekturen und die Berechnung der Elementkonzentrationen unter Berücksichtigung des Untergrundverlaufes und der Massenschwächungskoeffizienten der einzelnen Proben erfolgte mit dem Rechenprogramm XRF 14.

Die Tabelle 13.9 zeigt die für die Eichung verwendeten Standards, ihre Sollwerte nach ABBEY (1980) und die nach dieser Eichgeraden ermittelten Gehalte. Einige weitere Analysenergebnisse von internationalen Standards, die nicht zur Eichung herangezogen wurden, sind in der Tabelle A 5 (im Anhang) zusammengestellt.

Die Reproduzierbarkeit der gemessenen Gehalte an Kobalt, Chrom und Vanadium, bezogen auf mehrere Tabletten des gleichen Probenmaterials aus Riihilahti, ist ebenfalls aus den Tabellen des Anhangs (A 6 b - e) ersichtlich.

Die Driftkorrektur erfolgte anhand der Impulsraten für $\text{V } K_{\alpha}$ eines Vanadium - Interferenzstandards. Die Nachweisgrenzen wurden separat für jede zu bestimmende Probe berechnet und liegt in Abhängigkeit von der Matrix der Hauptelemente für Kobalt bei 4 bis 5 ppm, für Chrom bei ca. 9 ppm und für Vanadium zwischen 12 und 15 ppm.

Für Gehalte, die höher lagen als der höchste Wert der Eichgeraden (d.h. bei $\text{Co} > 700$ ppm und bei $\text{Cr} > 400$ ppm) wurden die Eichgeraden über den Standard mit dem höchsten Wert hinaus extrapoliert.

Bei der Erstellung der Eichgeraden für die Chromgehalte ergaben sich Schwierigkeiten, da es nahezu unmöglich ist, mehrere Standards zu finden, die über einen Bereich von mehr als 100 bis 200 ppm eine lineare Beziehung zwischen Impulsrate und Sollwerten zeigen. Die Erstellung einer Eichgeraden speziell für höhere Werte erschien deshalb nicht minder unsicher als die Extrapolation. Nimmt man an, daß die von ABBEY (1980) für die Standards VS - N, DTS - 1 und PCC - 1 aufgelisteten Werte " richtig " sind, muß vermutet werden, daß die hier ermittelten Chromgehalte über 400 ppm absolut gesehen zu nieder liegen und deshalb nur mit Vorsicht interpretiert werden sollten. Innerhalb der mit dieser Eichgeraden ausgewerteten Analysen sind die Chromgehalte jedoch voll vergleichbar.

Standard	Sollwert	Meßwert	s	N
DTS - 1	135	136	2	5
PCC - 1	110	115	1	5
JB - 1	39	39	3	9
VS - N	700	698	3	9
BR - N	50	59	1	7
AGV - 1	16	15	1	10
BCR - 1	36	40	2	4
W - 1	47	46	-	3
GSP - 1	7.8	6	-	2

Tabelle 13.9 a : Die für die Eichung der Messungen auf Kobalt verwendeten Standards, ihre Sollwerte nach ABBEY (1980) und die ermittelten Gehalte

Standard	Sollwert	Meßwert	s	N
JB - 1	400	437	29	9
BR - N	380	339	7	7
AGV - 1	10	14	3	10
BCR - 1	15	11	2	4
W - 1	115	114	-	3
GSP - 1	12	13	-	2

Tabelle 13.9 b : Die für die Eichung der Messungen auf Chrom verwendeten Standards, ihre Sollwerte nach ABBEY (1980) und die ermittelten Gehalte

Standard	Sollwert	Meßwert	s	N
DTS - 1	11	12 *	5	5
PCC - 1	29	33	4	5
JB - 1	210	202	7	9
VS - N	600	611	10	9
BR - N	240	229	5	7
AGV - 1	125	109	5	10
BCR - 1	420	414	4	4
W - 1	260	267	-	3
SY - 2	52	46	-	3
GSP - 1	54	43	-	2

* : Bereich der Nachweisgrenze

Tabelle 13.9 c : Die für die Eichung der Messungen auf Vanadium verwendeten Standards, ihre Sollwerte nach ABBEY (1980) und die ermittelten Gehalte

13.3.2. Analysen auf Kupfer und Zink

Die Bestimmung der Elemente Kupfer und Zink erfolgte ursprünglich zusammen mit Nickel unter Verwendung der Gold - Röhre in einem Meßzyklus. Da sich, wie bereits beschrieben, bei Nickel offensichtlich Fehler bei der Analyse eingestellt hatten, es aber nicht möglich war, deren Ursache nachzuweisen und zu beheben, wurde auf die so ermittelten Nickelwerte vollständig verzichtet und lediglich Kupfer und Zink ausgewertet. Nickel wurde separat erneut bestimmt (siehe Kap. 13.3.3).

Die Tabelle 13.10 gibt eine Übersicht über die apparativen Bedingungen bei der Bestimmung von Kupfer, Nickel und Zink mit der Gold - Röhre. Alle diese Bestimmungen erfolgten an Pulvertabletten, auch in den Fällen, in denen aufgrund des offensichtlichen hohen Anteils an Sulfiden sehr hohe Gehalte an Kupfer und Zink zu erwarten waren. Aufgrund der Messungen an internationalen Standards mit hohen Gehalten der beiden Elemente war ersichtlich, daß die Beziehung zwischen Impulsrate und Elementgehalt so weitgehend linear war, daß eine deutliche Fehlinterpretation

Röhre	Au								
kV	55								
mA	50								
Detektor	Durchflußzähler und Szintillationszähler								
Kollimator	fein								
Blende	1 (Cr)								
Kanalbreite	100 %								
Analysatorkristall	LIF (110)								
Zählzeiten (sec)	20 100 200 100 200 100 200 100								
Meßposition	Au L α U $_1$ Zn K α U $_2$ Cu K α U $_3$ Ni K α U $_4$ Au L α								
2 θ - Winkel	53.445 66.000 60.712 64.800 65.695 70.200 71.425 74.000								
Betriebsart	Vakuum								

Tabelle 13.10: Apparatve Bedingungen bei der Bestimmung von Kupfer und Zink (sowie von Nickel; siehe Text)

tation ausgeschlossen werden kann. Lediglich bei den extremsten Kupfer- bzw. Zinkwerten (d.h. in Bereichen, die deutlich über den höchsten Werten der Eichgeraden liegen) sind Abweichungen von wenigen hundert ppm möglich. Bei so hohen Gehalten sind solche Abweichungen aber unerheblich und ohne Einfluß auf die Interpretation. Bei einem hohen prozentualen Anteil solcher extremer Gehalte an Kupfer und Zink in den untersuchten Proben und der Verlagerung des Untersuchungsschwerpunktes auf reine " Erz zonen ", wäre es mit Sicherheit sinnvoller gewesen, eine andere Untersuchungsmethode zu wählen (z.B. AAS) oder auch Kupfer und Zink an Glastabletten zu bestimmen.

Trotz der guten Linearität der Eichgeraden erschien es nicht angebracht, alle Proben mit Gehalten zwischen der Nachweisgrenze und über 1 Gew. - % mit einer einzigen Eichgeraden auszuwerten. Um die Fehler in den unteren Konzentrationsbereichen möglichst gering zu halten, wurde deshalb eine zweistufige Auswertung für beide Elemente vorgenommen. Die Meßwerte wurden zunächst mit den Eichkurven für niedrige Gehalte, d.h. bis 150 ppm (siehe Tab. 13.11) ausgewertet. Alle Proben, deren Gehalte nach dieser Auswertung über 150 ppm lagen, wurden anschließend erneut unter Benutzung der Eichkurve für hohe Gehalte (Tab. 13.12) berechnet.

Die Umrechnung der Rohdaten in Elementkonzentrationen erfolgte unter Berücksichtigung von probenspezifischen Massenschwächungskoeffizienten und der Röhrenkontamination mit dem Rechenprogramm XRF 12. Als Referenzprobe diente ein Präparat der Probe GA - 7 (LASKOWSKI 1975). Die rechnerische Nachweisgrenze lag für Kupfer zwischen 2 und 4 ppm, für Zink zwischen 1 und 3 ppm.

13.3.3. Analysen auf Nickel

Um trotz der beschriebenen Schwierigkeiten der Nickelbestimmungen mit der Gold - Röhre Analysen auf die Nickelgehalte der Proben aus Riikilahti mit der RFA durchführen zu können, wurde versucht, mit Hilfe der Wolfram - Röhre diese Bestimmungen in einem separaten Meßgang durchzuführen.

Nachdem Testmessungen an internationalen Standards gezeigt hatten, daß die so ermittelten Werte eine ausgezeichnete Reproduzierbarkeit und eine ausreichende Genauigkeit erbrachten, wurden alle Proben mit den in Tab. 13.14 angegebenen Meßparametern analysiert.

Standard	Sollwert	Meßwert	s	N
DTS - 1	7	6	1	6
BCR - 1	19	20	< 1	6
W - 1	110	111	3	30
GSP - 1	35	33	1	8
G - 2	11	11	1	27

Tabelle 13.11 a : Eichgerade für Kupfergehalte < 150 ppm ; Sollwerte nach ABBEY (1977)

Standard	Sollwert	Meßwert	s	N
DTS - 1	45	45	1	6
BCR - 1	120	120	1	6
W - 1	86	83	2	30
GSP - 1	98	97	2	8
G - 2	85	80	1	27

Tabelle 13.11 b : Eichgerade für Zinkgehalte < 150 ppm ; Sollwerte nach ABBEY (1977)

Standard	Sollwert	Meßwert	s	N
DTS - 1	7 #	6	1	5
BCR - 1	19 #	22	1	6
W - 1	110 #	116	3	25
GSP - 1	35 #	35	1	8
G - 2	11 #	12	1	27
NOD-A-1	1099 §	1035	13	10
NOD-P-1	11510 §	11516	14	3

Tabelle 13.12 a : Eichgerade von Kupfer für hohe Gehalte (> 150 ppm)

= Sollwert nach ABBEY (1977)

§ = Sollwert nach FLANAGAN (1980)

Standard	Sollwert	Meßwert	s	N
DTS - 1	45 #	49	< 1	5
BCR - 1	120 #	132	1	6
W - 1	86 #	92	1	25
GSP - 1	98 #	106	2	8
G - 2	85 #	88	1	27
NOD-A-1	587 §	584	2	10
NOD-P-1	1595 §	1594	3	3

Tabelle 13.12 b : Eichgerade von Zink für hohe Gehalte (> 150 ppm)

= Sollwert nach ABBEY (1977)

§ = Sollwert nach FLANAGAN (1980)

Standard	Sollwert	Meßwert	s	N
AGV - 1	63	56	1	8
SGR - 1	68 (?)	57	-	2
NIM - L	14	24	-	2
QLO - 1	29 (?)	23	-	3
BR - N	72	69	1	46
G - 1	-	16	1	6
NIM - G	12	11	1	6
NIM - N	11	12	1	6
NIM - P	18	16	1	8
STM - 1	3 (?)	3	-	2
MICA - Fe	-	< 3	-	1

Tabelle 13.13 a : Weitere Messungen auf Kupfer an internationalen Standards, die nicht für die Eichgerade herangezogen wurden. Sollwerte nach ABBEY (1977)

Standard	Sollwert	Meßwert	s	N
AGV - 1	84	78	1	8
SGR - 1	80 (?)	70	-	2
NIM - L	360 (?)	10	-	2
QLO - 1	60 (?)	49	-	3
BR - N	150	142	1	46
G - 1	-	47	1	6
NIM - G	53	47	1	6
NIM - N	62	57	1	6
NIM - P	105	99	2	8
STM - 1	240 (?)	230	-	2
MICA - Fe	-	1416	-	1

Tabelle 13.13 b : Weitere Messungen auf Zink an internationalen Standards, die nicht für die Eichgerade herangezogen wurden. Sollwerte nach ABBEY (1977)

Röhre	W		
kV	55		
mA	50		
Detektor	Szintillationszähler		
Kollimator	fein		
Blende	1 (Cr)		
Kanalbreite	150 %		
Analysatorkristall	LIF (110)		
Zählzeiten (sec)	100	200	100
Meßposition	U ₁	Ni K	U ₂
2 θ - Winkel	70.200	71.410	74.000
Betriebsart	Luft		

Tabelle 13.14 : Geräteparameter für die Bestimmung von Nickel

Aus Gründen der Meßzeiteinteilung war es nicht möglich, an allen Proben Doppelbestimmungen vorzunehmen. Im Verlauf der Testmessungen hatte sich gezeigt, daß die Reproduzierbarkeit sehr gut ist. Außerdem war an Messungen von jeweils 9 Pulvertabletten der Proben 15882 und B 8660 ersichtlich, daß die Probenpulver mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit im Bezug auf Nickel als homogen zu betrachten sind. Diese Auffassung wurde unterstützt durch die Messung der gleichen Tabletten auf andere Spurenelemente (siehe Tab. A 6 b und A 6 c im Anhang). Deshalb erscheint es vertretbar, auch die Ergebnisse der Nickel - Bestimmungen an jeweils nur einer Pulvertablette uneingeschränkt zu verwenden.

Ebenso wie für Kupfer und Zink zeigt die Eichgerade für Nickel eine sehr gute Linearität von der Nachweisgrenze bis zu ca 2400 ppm. Aus diesem Grunde könnten alle in den Gesteinen von Riihilahti beobachteten Nickel - Gehalte (da unter dem höchsten Wert der Eichgeraden) mit dieser Eichgeraden ausgewertet werden. Um bei niedrigen Gehalten die Fehler möglichst gering zu halten, wurde auch für Nickel eine zweistufige Auswertung vorgezogen. Zunächst wurden alle Messungen mit der in Tabelle 13.15 a angegebenen Eichgeraden ausgewertet. Errechnete sich aufgrund der Impulsrate ein Nickelgehalt < 50 ppm Nickel, wurde diese Messung erneut mit der in Tabelle 13.15 b dargestellten, speziell für ge-

Standard	Sollwert	Meßwert	s	N
QLO - 1	7	5	1	8
SGR - 1	29	27	1	7
SCo - 1	30	32	1	5
MAG - 1	52	55	1	5
W - 1	76	69	2	5
BR - N	260	267	2	5
NIM - P	560	547	3	5
PCC - 1	2400	2402	8	7

Tabelle 13.15 a : Eichgerade zur Nickel - Bestimmung für Werte > 50 ppm; Sollwerte nach ABBEY (1980)

Standard	Sollwert	Meßwert	s	N
QLO - 1	7	5	1	8
SGR - 1	29	27	1	7
SCo - 1	30	31	1	5
MAG - 1	52	54	1	5

Tabelle 13.15 b : Eichgerade zur Nickel - Bestimmung für Werte < 50 ppm; Sollwerte nach ABBEY (1980)

ringe Gehalte erstellten Eichgeraden ausgewertet.

Die Nachweisgrenze für Nickel unter den angegebenen Meßbedingungen liegt, probenspezifisch berechnet, zwischen 3 und 6 ppm. Als Referenz für die Nickel - Messungen fand der Standard NOD - P - 1 Verwendung.

13.3.4. Analysen auf Niobium, Rubidium, Strontium, Yttrium und Zirkonium

Diese Elemente werden deshalb zusammen in einem Meßzyklus bestimmt, weil sie sich auch bei Messung mit dem gut auflösenden LiF (110) z.T. gegenseitig in ihren Impulsraten beeinflussen. Hervorgerufen wird dieser Effekt durch die Überlagerung von Rb K_{β} mit Y K_{α} , Y K_{β} mit Nb K_{α} und Sr K_{β} mit Zr K_{α} . Diese Interferenzen wurden durch Messung von Interferenzstandards zahlenmäßig erfaßt und bei der Auswertung der Rohdaten im Programm XRF 11 korrigiert. Die internationalen Standards PCC - 1 und DTS - 1 dienten aufgrund ihrer extrem geringen Gehalte dieser Spurenelemente als Blanks zur Kontrolle des Untergrundverlaufes und zeigten bei Kontrollmessungen bei allen fünf Elementen Gehalte unter der Nachweisgrenze.

Tabelle 13.16 gibt die apparativen Bedingungen dieser Messungen wieder und Tabelle 13.17 gibt an, welche Standards für die Eichung eingesetzt wurden, ihre Sollwerte nach FLANAGAN (1976) und die für diese Standards erzielten Meßergebnisse. Für weitere Angaben über Meßergebnisse von internationalen Standards und für Daten zur Überprüfung der Reproduzierbarkeit sei auf die Tabelle 13.18 und die Tabelle A 6 b - e im Anhang verwiesen.

Bei der Bestimmung von Niobium und Rubidium lagen die Meßergebnisse des Probenmaterials aus Riihilahti z.T. unter der errechneten Nachweisgrenze. Für die Berechnung der Nachweisgrenze in den RFA - Auswerteprogrammen wird der 6 - fache Wert der Standardabweichung der Untergrundzählrate an der Peakposition als Voraussetzung dafür angesehen, daß ein vom Untergrund verschiedener Meßwert noch sicher erkannt werden kann. Reduziert man die geforderte statistische Sicherheit von 99.999 % auf nur noch 99.7 % (dreifache Standardabweichung), halbiert sich der geforderte Gehalt für die Nachweisgrenze. Die Berechnung der Nachweisgrenze mit der dreifachen Standardabweichung des Untergrundes wird von einigen Autoren als ausreichend sicher angesehen

	Nb			Zr			Y		
	a	b	c	a	b	c	a	b	c
BCR - 1	13.5	19 (?)	15	190	185	183	37.1	40	38
AGV - 1	15.0	16 (?)	16	225	230	220	21.3	19	21
G - 2	13.5	13 (?)	14	300	300	302	12.0	11 (?)	11
W - 1	9.5	9.5 (?)	7	105	105	91	25.0	25	23

	Sr			Rb		
	a	b	c	a	b	c
BCR - 1	330	330	335	46.6	47	47
AGV - 1	657	660	653	67.0	67	65
G - 2	479	480	464	168	170	163
W - 1	190	190	188	21	21	22

Tabelle 13.17. : Die Standards für die Eichung der Messungen auf Niobium, Rubidium, Strontium, Yttrium und Zirkonium; a = Sollwerte nach FLANAGAN (1976), b = Sollwerte nach ABBEY (1980), c = ermittelte Werte

	Nb		Zr		Y		Sr		Rb		N
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	
G - 2	14	1	302	2	11	0	464	3	163	1	5
G - 1	26	-	195	-	12	-	243	-	203	-	3
GSP - 1	33	1	540	4	27	1	224	2	245	2	17
NIM - P	< LLD		10	-	4	-	33	-	< LLD		3
BHVO - 1	22	-	165	-	28	-	395	-	8	-	3
NIM - G	74	1	261	5	131	2	9	1	317	3	20
W - 1	7	1	91	0	23	1	188	1	22	1	5
NIM - N	< LLD		11	1	7	1	260	2	2	1	13

Tabelle 13.18 : Ermittelte Spurenelementgehalte einiger internationaler Standards

(z.B. SCHROLL 1975, WALSH & HOWIE 1980).

Die rechnerische Nachweisgrenze (als LLD abgekürzt) für die 6 - fache Standardabweichung lag bei den sehr eisenreichen Mafitproben für Niobium bei 4 ppm, für Rubidium bei ca. 3 ppm, bei den anderen Proben- gruppen (Skarne, Gneise usw.) lagen die Nachweisgrenzen um bis zu 50 % niedriger. Für diese beiden Elemente wurden auch Werte akzeptiert, die, probenspezifisch berechnet, zwischen den Nachweisgrenzen für die 3 - fache und 6 - fache Standardabweichung lagen, aber keine Werte < 2 ppm.

Für die Elemente Strontium, Yttrium und Zirkonium lag die Nach- weisgrenze (für die 6 - fache Standardabweichung) probenspezifisch zwi- schen 2 und 3 ppm.

14. Statistische Tests und Operationen

Für die Berechnung der Mittelwerte (siehe unten) wurden die ermittelten Elementgehalte unnormiert verwendet. Für Korrelationen, Diskriminanzanalysen, graphische Darstellungen usw. wurden die Hauptelement - Analysen mit allen bestimmten Einzelbestandteilen außer dem Gesamtglühverlust (LOI) und dem adsorptiv gebundene Wasser (H_2O^-) auf 100 % normiert, um eine bessere Vergleichbarkeit der Analysen einer Gesteinsgruppe untereinander und zwischen den Gesteinsgruppen zu gewährleisten.

Mit Ausnahme der nichtparametrischen Tests (siehe Kap. 14.3, 14.4, 14.5) wurden alle Berechnungen mit den Programmblocks SPSS 8 (vergl. NIE et al 1975, BEUTEL et al 1980) und BMDP (Dixon 1981) durchgeführt. Diese Rechenprogramme sind im Rechenzentrum der Universität Mainz zugänglich.

14.1. Mittelwerte

Um Gruppen von Analysendaten mit Zusammenstellungen in der Literatur bzw. untereinander vergleichen zu können, sowie für die Durchführung einiger statistischer Tests ist es notwendig, die Mittelwerte von Elementkonzentrationen zu kennen.

Bei Normalverteilung der Elemente wurde der arithmetische Mittelwert berechnet, in den Fällen, in denen die Verteilung eher durch eine logarithmische Normalverteilung zu kennzeichnen ist, wurde der Empfehlung von AITCHISON & BROWN (1957) für kleine Probenmengen folgend die Methode der größten Mutmaßlichkeit (Maximum Likelihood Methode) der Ermittlung des Mittelwertes und der Standardabweichung zugrunde gelegt. Für die Mittelwerte werden die Symbole $\bar{x}$ (arithmetischer Mittelwert) und m (geometrischer Mittelwert) verwendet, für die dazu gehörigen Standardabweichungen s bzw. s_m (jeweils 1 Sigma).

14.2. t - Test

Mit Hilfe der Statistik - Funktion " T - TEST " im Programmblock SPSS 8 wurden für die Vergleiche zwischen den Elementgehalten unter-

schiedlicher Gesteinsgruppen F - Tests und t - Tests berechnet (vergl. SCHROLL 1975, MARSAL 1967 u.a.). Mit diesen Tests werden die Streuungen von Elementgehalten (F - Test) und die Mittelwerte (t - Test) verglichen. Diese Tests sind strenggenommen nur für normalverteilte, bzw. in ihrer logarithmierten Form normalverteilte Variablen (hier Elementgehalte) zulässig. Obwohl diese Voraussetzung oft zutrifft, gibt es jedoch auch sehr viele Fälle, wie z.B. in den Elementverteilungen des Mafits, wo die Verteilungen sehr starke Schiefen aufweisen können (vergl. Kap. 17), oder in einer anderen Form (z.B. zwei deutlich getrennte Maxima) von der Gauss - Verteilung abweichen. Mit solchen Abweichungen von der Idealverteilung ist immer dann zu rechnen, wenn ein Gestein eine mehrphasige, d.h. komplexe Genese hatte, oder wo in Teilen eines Gesteines Einflüsse, wie z.B. Umwandlungsprozesse oder Stoffverschiebungen, in unterschiedlichem Maße zum Tragen kommen. Schiefe Normalverteilungen sind in solchen Fällen also Ausdruck einer Überlagerung mehrerer Verteilungen mit unterschiedlichen Mittelwerten und Varianzen.

Auslöser für Stoffverschiebungen innerhalb eines Gesteines sind z.B. magmatische Kontakte und metamorphe Stoffmobilisation. Auch migrierende Lösungen und hydrothermale Aktivitäten, mit denen in vielen erzhöflichen Gebieten mit massiven, schichtgebundenen oder remobilisierten Erzen zu rechnen ist, sind wichtige Ursachen.

Wie stark die Abweichungen von der Normalverteilung sind, als wie schwerwiegend sie zu beurteilen sind und ob sie für einen t - Test noch akzeptabel sind, ist schwer zu beurteilen, da es kaum möglich ist, die Summe aller Abweichungen von einer Idealverteilung zahlenmäßig exakt zu fassen und Grenzwerte der Tolerierbarkeit anzugeben. Besonders bei kleinen Probenzahlen ist es schwierig Unterschiede zu erkennen und einer Fehleinschätzung vorzubeugen.

Es erhebt sich auch die Frage, ob es sinnvoll ist, Daten in einer mathematischen Operation so umzuformen, daß sie nach einer (mehr oder minder) komplizierten Berechnung eine bessere Näherung an eine Normalverteilung zeigen (z.B. COLOMBO 1980). In solchen Fällen ist immer fraglich, inwieweit eine solche Umformung überhaupt zulässig ist, oder ob die Aussagekraft eines Tests (z.B. t - Test) dadurch nicht eingeschränkt wird.

Die Elementverteilungen in den Gesteinen aus Riihilahti wurden durch Kolmogorov - Tests (siehe unten) überprüft. Deshalb konnten für

die Beantwortung der Frage nach Gleichheit einzelner Gesteinsgruppen im Bezug auf die Gehalte eines oder mehrerer Elemente t - Werte berechnet und interpretiert werden.

Für die Durchführung der t - Tests war jedoch Folgendes zu beachten: Ein t - Test ist nur durchführbar, wenn die beiden zu vergleichenden Populationen Normalverteilungen gehorchen und beide gleiche Varianzen aufweisen.

Da die Verteilungen gewissermaßen als normal akzeptiert wurden (siehe oben), mußte überprüft werden, ob die Varianzen der Probengruppen signifikante Unterschiede zeigen.

Ergab sich aufgrund des F - Tests eine (zweiseitige) Irrtumswahrscheinlichkeit von weniger als 0.05 für unterschiedliche Varianzen, wurde auf die Interpretation der t - Werte verzichtet. Statt dessen wurde auf eine im gleichen Unterprogramm (SPSS 8, T - TEST) angebotene Näherungsberechnung des t - Wertes und seiner Irrtumswahrscheinlichkeit für unterschiedliche Varianzen (vergl. NIE et al 1975, pp: 269 - 270) zurückgegriffen und auch die Freiheitsgrade für die Interpretation der t - Werte abgeschätzt.

In Abhängigkeit von den Streuungen ergeben sich für die Freiheitsgrade starke Unterschiede zwischen einzelnen Elementen. Deshalb wurde auf ihre Auflistung verzichtet und statt dessen Angaben über die statistische Sicherheit eingefügt (Tab. 18.3). Alle Angaben über Irrtumswahrscheinlichkeiten gelten für zweiseitige Fragestellungen (vergleiche z.B. MEDDIS 1975). Entsprechend der Interpretierbarkeit einiger Elementverteilungen als Normalverteilungen und logarithmische Normalverteilungen (vergl. Tab. 17.1, 17.2) überrascht es nicht, daß für diese Elemente beim t - Test kaum ein Unterschied besteht zwischen der Verwendung des arithmetischen oder des geometrischen Mittelwertes (was als Hinweis auf die Gleichberechtigung der beiden Interpretationsmöglichkeiten gelten kann).

Daneben gibt es jedoch auch Elemente, die nur der log - normalen Verteilung zuzuordnen sind, wie z.B. Kalium und Chrom im Mafit (Tab. 17.1, 17.2). Dadurch, daß für diese Elemente der Verteilungstyp erkannt und für den t - Test berücksichtigt wurde, ergaben sich für die Unterscheidung der intrusiven (MIF) und extrusiven Fazies des Mafits (MEF) deutlich geringere Unterschiede gegenüber der Verwendung des arithmetischen Mittelwertes.

Wegen der Schwierigkeiten die Verwendung des arithmetischen oder

geometrischen Mittelwertes zu begründen (besonders bei Gesteinsgruppen mit nur wenigen Proben) und bei den zu beobachteten Schiefen, erscheint die Anwendbarkeit des t - Testes in vielen Fällen fragwürdig. Die Ergebnisse der t - Tests werden deshalb nur bei der Diskussion der unterschiedlichen Elementgehalte in den Fazien des Mafits (Kap. 18) exemplarisch dargestellt.

Bevorzugt wurden weitere statistische Prozeduren neben dem t - Test angewandt, um die Gehalte von Elementen in 2 Gesteinsgruppen zu vergleichen und mit höherer Sicherheit interpretieren zu können. Besonderer Wert wurde dabei auf Methoden gelegt, in denen der Typ der Verteilung keine oder eine nur untergeordnete Rolle spielt (Tukey - Test, Smirnov - Test).

14.3 Tukey - Test

Der Tukey - Test, bzw. dessen modifizierte Form, die von NEAVE (1979) ausführlich beschrieben wurden, ist ein so genial einfacher Test, daß es verwundert, wieso er nicht längst standardmäßig in den Geowissenschaften angewandt wird.

Für diesen Test ist es nicht einmal nötig, alle Analysenergebnisse nach ihrer Größe zu ordnen (wie z.B. im Smirnov - Test, siehe unten), d.h. der Test ist mit minimalem Arbeitsaufwand in sehr kurzer Zeit durchführbar.

Der Test geht von der Nullhypothese (H_0) aus, daß ein Unterschied zwischen zwei zu vergleichenden Stichproben (also zwei Analysengruppen) besteht. Geht man davon aus, daß zwei Analysengruppen sich in ihren Mittelwerten unterscheiden, ist zu erwarten, daß die Mehrzahl der höheren Analysenwerte in der Gruppe mit dem höheren Mittelwert zu suchen ist. Analog sollte die Gruppe mit dem kleineren Mittelwert mehr niedrige Analysenwerte aufweisen. Voraussetzung ist jedoch, daß sich die Verteilungen (aber unabhängig vom Typ !) nicht sehr stark unterscheiden. Im Falle des Mafits z.B. bedeutet das, daß in den zwei zu vergleichenden Fazien für ein Element zwar unterschiedliche Schiefen auftreten, die Verteilungen aber in beiden Fällen näherungsweise als Normalverteilungen beschreibbar sind.

Der Tukey - Test beginnt damit, daß der allergrößte und der aller kleinste Meßwert ermittelt wird. Entstammen beide der gleichen Proben-

gruppe, wird der Original - Test mit der Zurückweisung der H_0 beendet. In diesem Fall muß der modifizierte Tukey - Test angewandt werden (siehe unten). Werden dagegen der größte und der kleinste Wert in unterschiedlichen Gruppen gefunden, wird folgendermaßen verfahren:

Es wird der größte Wert (x_1) in der Gruppe mit dem niedrigsten Wert herausgesucht und die Anzahl der Analysen in der anderen Gruppe (die mit dem höchsten Wert), die über x_1 liegen, abgezählt. Es muß mindestens einer sein.

Danach wird in der Gruppe mit dem höchsten Wert der kleinste Wert (x_2) herausgesucht und in der Gruppe, aus der der niedrigste Wert stammt, ebenfalls die Anzahl der Fälle abgezählt, die diesen Wert x_2 unterschreiten. Die Test - Statistik beruht nun lediglich auf einer Addition dieser zwei Zahlen und dem Vergleich mit den Grenzwerten für die in den Klammern angegebenen Irrtumswahrscheinlichkeiten für den zweiseitigen Signifikanztest.

7 (5 %) 10 (1 %) 13 (0.1 %)

NEAVE (1979) kann zeigen, daß dieser Test der, in dieser Arbeit als Smirnov - Test bezeichneten, statistischen Operation an Aussagekraft überlegen ist.

Die oben aufgeführte Arbeitsvorschrift gilt solange, wie die beiden Stichprobengruppen näherungsweise gleich groß sind. Der Einfluß der Probengröße, d.h. ob sehr viele oder nur wenige Proben verglichen werden, ist gering und verändert die kritischen Werte um maximal 1.

Falls die 2 Stichproben unterschiedliche Größen haben, gibt es die Möglichkeit, eine Korrektur anzubringen. Dieser Korrekturwert muß zu dem kritischen Wert von 7, 10 oder 13 addiert werden. Dieser Korrekturwert hat die Größe 0, wenn $m \leq n \leq 3 + (4m / 3)$ ist, wobei $m \leq n$ die Probengröße angibt. Wenn $2m > n > 3 + (4m / 3)$ ist, beträgt der Korrekturwert 1. In den Fällen, in denen $2m < n$ ist, berechnet sich der Korrekturwert als das zur nächsten ganzen Zahl gerundete Ergebnis des Ausdrucks $(n - m + 1) / m$.

Dieser Test wurde, aufbauend auf " Monte Carlo Studien ", verbessert (NEAVE & GRANGER 1968). Bei diesen Untersuchungen wurde festgestellt, daß in den Fällen, in denen der Tukey - Test versagte (d.h. in denen der höchste und der niedrigste Wert in der gleichen Gruppe angesiedelt sind, oder in denen eine zu niedrige statistische Sicherheit

ermittelt wird), dies sehr oft wegen eines einzigen extremen Wertes (" Ausreißer ") geschah. Auch wenn ein untypischer Wert weniger extrem ist, kann sich trotzdem die Signifikanz des Testes erniedrigen. Beim modifizierten Tukey - Test wird deshalb ein extremer Wert nicht berücksichtigt. In zwei Probengruppen können nur 4 Proben die Extremwerte annehmen. Welcher Wert unberücksichtigt bleibt richtet sich danach, daß durch die Entfernung der Probe (bzw. des Meßwertes) aus dem Testvorgang ein möglichst hoher Statistikwert erreicht wird. Dadurch erhöhen sich die kritischen Werte auf:

$$10 (5 \%) \qquad 13 (1 \%) \qquad 16 (0.1 \%)$$

Für Probengruppen, die weniger als 15 Werte enthalten, können die kritischen Werte geringer sein, d.h. die obigen Werte spiegeln eventuell eine zu geringe Signifikanz wider.

Sind die Probenzahlen in den beiden Probengruppen nicht gleich, müssen auch beim modifizierten Tukey - Test Korrekturen angebracht werden. Falls die Probengruppen kein größeres Verhältnis als $r = 3 / 2$ einnehmen, ist keine Korrektur nötig. Ist das Verhältnis $r > 3 / 2$, sollte der nächstgelegene ganzzahlige Wert gemäß $3 (2 + r)$ genommen werden, um die Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % zu kennzeichnen. Für die Irrtumswahrscheinlichkeiten von 1 % und 0.1 % erhöht sich dieser Wert um 3 bzw. 6. Wird das Verhältnis der zwei Probengruppen $>> 1$, gelten die Abstufungen von jeweils 3 für die oben genannten Irrtumswahrscheinlichkeiten nicht mehr, sie sind aber ausreichend genau für eine schnelle Überprüfung bei mittleren Probengrößen. Kritische Werte für diesen Test werden von NELSON (1975) und NEAVE (1978) angegeben.

Der modifizierte Tukey - Test konnte als dem Tukey - Test überlegen nachgewiesen werden (NEAVE & GRANGER 1968). NEAVE (1979) schränkt jedoch die Aussage von RAMSAY (1971) ein, mit dem Hinweis, daß dessen Aussage, der modifizierte Tukey - Test sei fast immer allen gutbekannten nichtparametrischen Tests überlegen, nicht generalisiert werden dürfe.

Trotzdem wäre es dieser Test mit Sicherheit wert, einen weiteren Bekanntheitsgrad als bisher zu erreichen.

14.4. Kolmogorov - Test

Nach allgemeiner Auffassung in der Geochemie sollten die Gehalte eines Hauptbestandteiles in einem Gestein einer Gauss - Verteilung folgen. Für viele Spurenelemente dagegen ist die logarithmische Normalverteilung wahrscheinlicher.

Da viele statistischen Operationen (F - Test, t - Test, Pearson - Korrelation) nur bei Normalverteilungen der zu betrachtenden Variablen zulässig sind, wurde für alle Elemente der Gesteinsgruppe kontrolliert, ob ihre Verteilungen signifikante Unterschiede zur theoretischen Normalverteilung aufweisen. Die Ergebnisse werden aus Platzgründen jedoch nur für die Mafit - Proben exemplarisch dargestellt. Diese Kontrolle wurde mit einem Kolmogorov - Test durchgeführt (vergl. GIBBONS 1971, HENLEY 1981, KREYSZIG 1979, LEWIS 1977, MEDDIS 1975).

Die Durchführung des Kolmogorov - Tests ist ab 9 bis 15 Proben grob möglich. Durch die geringe Sensibilität bei so kleinen Probenzahlen ist aber die Wahrscheinlichkeit, eine Abweichung sicher nachzuweisen, sehr gering. Für eine bessere Verlässlichkeit sollten 30 oder mehr Proben vorliegen.

Für diese Untersuchungen wurde die Untergrenze für eine Anwendung bei 15 Proben gelegt, um die Verlässlichkeit nicht zu stark zu reduzieren. In den Fällen, in denen weniger als 15 Proben einer Gesteinsgruppe analysiert worden waren, wurden alle Elemente als normalverteilt behandelt und angenommen, daß die z.T. auftretenden starken Schiefen keine signifikante Abweichungen von der Normalverteilung beinhalten.

Bei allen anderen Gesteinsgruppen wurde so verfahren, daß ein Element als normalverteilt behandelt wurde, solange nicht durch den Kolmogorov - Test mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit $\leq 10 \%$ eine Abweichung festgestellt wurde.

Für die Durchführung des Kolmogorov - Tests werden die Meßwerte in der Reihenfolge steigender Gehalte geordnet. Jeder der Messungen wird der prozentuale Anteil an der Anzahl der Analysenwerte zugeordnet ($\% = 100 / N$), woraus die kumulativen Prozente (kurz $k\%$) für jede einzelne Messung ermittelt werden gemäß :

$$k\% \text{ der Messung } i = i \times 100 / N$$

Ferner wird jedem Meßwert ein z - Wert zugeordnet, der sich gemäß

$z = (x_i - \bar{x}) / s$ berechnet. x_i ist der Meßwert, $\bar{x}$ das arithmetische Mittel und s die Standardabweichung. Jedem z - Wert kann ein $k\%$ zugeordnet werden, dessen Wert aufgrund der Gleichung für die zu betrachtende theoretische Verteilung bestimmt werden kann. Für die Normalverteilung (und damit auch für die logarithmische Normalverteilung) kann auf vorgefertigte Tabellen zurückgegriffen werden (MEDDIS 1975).

Die $k\%$ der i - ten Messung werden mit den theoretischen $k\%$ (ermittelt anhand von z der i - ten Messung) verglichen, indem man von den durch 100 dividierten $k\%$ - Werten die Differenz bildet.

Der Betrag der größten Differenz wird mit den Grenzwerten für vorgegebene Irrtumswahrscheinlichkeiten bei der untersuchten Probenmenge verglichen (vergl. Tab. 14.1). Ist der Betrag der größten Differenz größer als der Grenzwert für eine 10 % - ige Irrtumswahrscheinlichkeit, muß die Nullhypothese gleicher Verteilung zurückgewiesen werden. Für vorgruppierte Werte (z.B. Konzentrationsintervalle) wird analog verfahren.

Der Vorteil dieses Tests besteht in der Möglichkeit, jeden einzelnen Meßwert für den Vergleich heranzuziehen, ohne daß durch die Zusammenfassung von Meßwerten eine Vergrößerung der Aussage notwendig wäre.

14.5. Smirnov - Test

Eine Möglichkeit um die Realverteilungen einzelner Elemente in zwei Probengruppen miteinander vergleichen zu können, besteht in der Anwendung des Smirnov - Testes (LEWIS 1977). Er stellt eine Alternative zum χ^2 - Test dar, auf dessen Durchführung wegen zu geringer Probenzahlen verzichtet wurde. Ein Nachteil gegenüber dem χ^2 - Test besteht darin, daß beim Smirnov - Test nur 2 Verteilungen in einem Rechengang miteinander verglichen werden können.

Der Smirnov - Test wird für die Nullhypothese (H_0) gleicher Verteilungen durchgeführt und die Zurückweisung der H_0 besagt lediglich, daß nicht davon ausgegangen werden kann, daß die zwei zu vergleichenden Probengruppen Glieder der gleichen Gesamtheit sind, d.h. daß keine Identität der Verteilungen besteht. Die Zurückweisung der H_0 kann z.B. durch unterschiedliche Variationsbereiche, unterschiedliche Schiefen der Verteilungen in den Gruppen oder andere Unterschiede verursacht werden.

Da die H_0 davon ausgeht, daß beide Stichproben der gleichen Popu-

N	Signifikanzlevel			
	0.10	0.05	0.02	0.002
9	0.39	0.43	0.48	0.58
11	0.35	0.39	0.44	0.53
12	0.34	0.38	0.42	0.51
13	0.33	0.36	0.40	0.49
14	0.31	0.35	0.39	0.48
17	0.29	0.32	0.36	0.43
18	0.28	0.31	0.35	0.42
21	0.26	0.29	0.32	0.39
25	0.24	0.26	0.30	0.36
30	0.22	0.24	0.27	0.33
33	0.21	0.24	0.26	0.32
34	0.21	0.23	0.26	0.32
39	0.20	0.22	0.24	0.30
51	0.17	0.19	0.21	0.26
64	0.15	0.17	0.19	0.23

Tabelle 14.1 : $D_{\max}$ für den zweiseitigen Kolmogorov - Test in Abhängigkeit vom Signifikanzlevel (nach MEDDIS 1975) und der Probenzahlen der Gesteinsgruppen aus Riihilahti

lation angehören, ist es logischerweise möglich, die Werte beider Proben-
gruppen zusammenzufassen und nach ihrer Größe zu ordnen. Wenn beide
Gruppen der gleichen Population angehören, gilt für beide die gleiche
Wahrscheinlichkeit, daß innerhalb eines Meßwert - Intervalls Analysen-
werte ermittelt wurden.

Der Test beruht auf der Überprüfung der größten Abstände
zwischen dem Auftreten von Meßwerten in den beiden Gruppen und der
Wahrscheinlichkeit für einen solchen Abstand innerhalb einer Population.
Dazu werden, vom Kleinsten beginnend, jedem auftretenden Meßwert
zwei Quotienten zugeordnet, nämlich x / m und y / n , wobei x und y die
Anzahl der bisher aus einer Probengruppe beobachteten Werte und n bzw.
 m die Gesamtzahlen der beiden Gruppen darstellen. Jedem Auftreten
eines Meßwertes aus einer der Gruppen wird also $1 / m$ bzw. $1 / n$ zuge-
ordnet, der i - te Meßwert hat den Zahlenwert i / m (bzw. i / n). Tritt
ein Meßwert nur in einer der zwei Gruppen auf, verändert sich also einer
der Brüche entsprechend der Gruppenzugehörigkeit, während der andere
konstant bleibt. Nach Beendigung dieses Vorganges stehen sich zwei
Zahlenkolonnen gegenüber, aus denen für jeden der insgesamt beobach-
teten Meßwerte die Differenz gebildet wird. Der Betrag der größten Dif-
ferenz wird für die Beurteilung der Statistik herangezogen. Die H_0 wird
entsprechend der Wahrscheinlichkeit des größten Unterschiedes angenom-
men oder zurückgewiesen. Eine Tabelle für die Grenzwerte befindet sich
z.B. in LEWIS (1977, Tabelle 15) (siehe auch Kap. 18). Zur
ausführlichen Herleitung der mathematischen Grundlagen und des Re-
chenvorganges sei auf GIBBONS (1971) und LEWIS (1977) verwiesen.

Bei der Anwendung des Smirnov - Tests wurde eine Schwierigkeit
festgestellt, auf die LEWIS jedoch nicht eingeht. Je höher die Probenzahl,
desto höher ist bei Analysen die Wahrscheinlichkeit, daß für mehrere Pro-
ben exakt der gleiche Analysenwert ermittelt wird, bedingt durch die be-
grenzte Genauigkeit der Analyse und die zwangsläufige Rundung für die
Angabe. Besonders bei Elementgehalten im unteren ppm - Bereich sind
solche gleichen Analysenwerte häufig. Gehören alle gleichen Analysenwer-
te der selben Probengruppe an, gibt es keine Schwierigkeiten. Gehören sie
beiden Probengruppen an, und ist das Verhältnis, bezogen auf die Zugehö-
rigkeit zu einer der Probengruppen groß, kann durch die Reihenfolge, in
der identische Analysenwerte angeordnet werden, der maximale Abstand
(siehe oben) mehr oder weniger stark vergrößert werden. Je höher die
Gesamtprobenzahl, desto geringer (zahlenmäßig) wird zwar der eben ge-

nannte Einfluß, es ist aber denkbar, daß in ungünstig gelagerten Fällen dieser Einfluß ausreicht, eine bestimmte Signifikanzgrenze zu über- oder unterschreiten.

Dieses Problem sei anhand der Mangan - Gehalte in den Proben der intrusiven und extrusiven Fazies des Mafits erläutert. Bei gleichen Mangan - Gehalten wurde einmal immer zuerst die intrusive Fazies berücksichtigt, woraus sich eine maximale Differenz D von 0.482 ergab. Ordnet man die Mangan - Gehalte so, daß zuerst die Werte der extrusiven Fazies berücksichtigt wurden, ergab sich $D_{\max} = 0.402$. Faßt man die zahlenmäßig gleichen Analysenergebnisse der beiden Fazies zusammen und bildet die Differenz unter gleichzeitiger Berücksichtigung aller gleichen Analysenwerte, ergibt sich ebenfalls ein $D_{\max}$ von 0.402. Dieser Wert entspricht auch dem ermittelten $D_{\max}$, wenn man die Mangan - Werte der beiden Fazies so aneinanderreicht, daß sich eine möglichst kleine Differenz ergibt. Deshalb wurde bei allen Elementen so vorgegangen, daß die Differenz unter gleichzeitiger Berücksichtigung aller zahlenmäßig gleichen Werte gebildet wurde.

14.6. Pearson - Korrelationen

Als Maß für die Beziehung zwischen den Gehalten zweier Elemente wurden mit dem Programmblock SPSS 8 unter Verwendung der Statistik - Funktion " PEARSON CORR " Pearson'sche Produkt - Moment Korrelationen berechnet. Der Korrelationskoeffizient r gibt mit seiner maximalen Größe von +1 bzw. -1 ein relatives Maß für die Abhängigkeit zwischen 2 Variablen und ist 0, wenn die beiden zu betrachtenden Elemente keinerlei Beziehung zueinander zeigen. Die Beziehungen zwischen jeweils zwei Elementen einer Gesteinsgruppe wurde in Matrizenform zusammengestellt (siehe Anhang). Die angegebenen Signifikanzstufen gelten für den zweiseitigen Signifikanztest.

Da die Pearson'schen Korrelationskoeffizienten nur dann verläßlich sind, wenn die betrachteten Variablen Normalverteilungen aufweisen, wurden Elemente, deren Verteilungen besser durch eine logarithmische Normalverteilung beschreibbar sind, in ihrer logarithmierten Form für die Berechnung der Koeffizienten herangezogen.

14.7. Cluster - Analyse

Unter Verwendung aller bestimmten Bestandteile (außer H_2O^-) ist das verwendete Programm (BMDP / KM) nicht in der Lage, die nach lithologischen Gesichtspunkten eingeteilten Gesteinsgruppen aufgrund geochemischer Gemeinsamkeiten zu Clustern zusammenzufassen. Selbst unter Vorgabe von doppelt so vielen Clustern wie Gesteinsgruppen und der anschließenden Zusammenfassung von Clustern ist es nicht möglich, einzelne Gesteinsgruppen zu mehr als ca. 60 % richtig zusammenzufassen. Eine Verringerung der Variablen verbessert das Ergebnis bei der Eingabe von Analysen aus einer großen Anzahl von Gesteinsgruppen nicht, ebenso wenig wie die Verwendung von Elementverhältnissen. Lediglich eine Reduzierung der Anzahl vorgegebener Gesteinsgruppen, an denen die Cluster - Analyse auf ihre Durchführbarkeit überprüft wurde, bewirkte eine bessere Übereinstimmung zwischen Clustern und lithologischen Gesteinsgruppen. So ist es z.B. möglich, bei einer Cluster - Analyse der 54 Mafitproben die karbonatische Randfazies (MKF) fast vollständig in zwei Clustern zusammenzufassen. Es ist jedoch nicht möglich, die beiden anderen Fazien zu trennen. Die Ursache für die Schwierigkeiten bei der Cluster - Analyse sind offensichtlich und werden, wenn auch ohne Hinweis auf die Cluster - Analyse, bei der Diskussion der geochemischen Charakterisierung der einzelnen Gesteinstypen und deren fazieller Unterschiede ausführlich erörtert. In vielen Fällen sind die geochemischen Unterschiede zwischen einzelnen Gesteinsgruppen zu gering, zu unsystematisch und oft nur auf wenige Elemente beschränkt. Hinzu kommt, daß in einigen Fällen keine scharfen Gesteinsgrenzen vorliegen und die Zusammensetzung eines Gesteins sich innerhalb weinger Meter kontinuierlich ändern kann (siehe z.B. Kap. 23). Im Falle des Mafits ist eine Trennung der beiden Fazien (MIF und MEF) deshalb nicht möglich, da in beiden Fazien unterschiedlich stark umgewandelte Bereiche vorliegen und es somit Proben gibt, die zwar zur MIF gehören, die aber aufgrund ihres Umwandlungsgrades in ihrer chemischen Zusammensetzung den meisten Proben der MEF sehr ähnlich sind und umgekehrt. Da die Elementgehalte innerhalb vieler Gesteinsgruppen (bzw. deren fazieller Ausbildungen) stark schwanken und sich die Variationsbereiche z.T. stark überlappen, kann mit Hilfe der Cluster - Analyse die lithologisch - geologische Einteilung der Gesteine nicht reproduziert werden. Auf eine ausführliche Darstellung wird deshalb verzichtet.

14.8. Diskriminanzanalyse

Für die Durchführung von Diskriminanzanalysen mit Hilfe des Programmblocks SPSS 8 gab es zwei Hauptgründe:

1. Es sollte überprüft werden, ob es möglich ist, lithologisch unterschiedliche Gesteine aufgrund geochemischer Kriterien zu charakterisieren und den vorgegebenen Gruppen zuzuordnen, auch wenn eine Cluster - Analyse scheitert.
2. Es sollte damit indirekt überprüft werden, ob nicht Gesteinspartien, die aufgrund ähnlichen Aussehens mehreren Gesteinsgruppen zugeordnet werden könnten, bei der geologischen Aufnahme einer falschen Gesteinsgruppe zugeordnet wurden, d.h. es sollte die Qualität der lithologischen Einteilung überprüft werden.

Das Ergebnis dieser Diskriminanzanalysen wird in Kap. 33 zusammenfassend diskutiert.

14.9. Faktorenanalyse

Ebenfalls mit dem Programmblock SPSS 8 wurden auch Faktorenanalysen durchgeführt. Auf ihre ausführliche Darstellung und Diskussion wird jedoch verzichtet, da sie nur angewandt wurde, um die aufgrund von Korrelationen und genetischen Modellen interpretierten Elementbeziehungen zu kontrollieren. Sie erwies sich als hilfreich, wenn sich komplexe Elementzusammenhänge in einer Matrix von Pearson - Korrelationskoeffizienten nur durch mittlere Koeffizienten andeuten und deshalb schwer zu erkennen sind. Die Faktorenanalyse allein war jedoch oft, wie z.B. im Falle des Mafits, nicht in der Lage, Überlagerungen von Umwandlungsercheinungen und primären, magmatischen Elementbeziehungen oder bei den stark hydrothermal überprägten Gneisen den detritischen und den hydrothermalen Stoffbestand zu trennen. Sie hätte bei alleiniger Interpretation der Ergebnisse einer Faktorenanalyse zu fehlerhaften Aussagen geführt.

15. Hydrothermale Umwandlung von mafischen Vulkaniten

Die Klassifikation metamorph überprägter Vulkanite erfolgt vornehmlich nach geochemischen Gesichtspunkten, d.h. den Gehalten von Haupt- und Spurenelementen und deren Verhältnissen. Häufig geht man davon aus, daß mögliche prämetamorphe Umwandlungen nur geringen Einfluß auf den Gesamtchemismus hatten und sich im wesentlichen auf die Aufnahme von Wasser beschränkten. Ferner nimmt man an, daß die nachfolgende Metamorphose + isochemisch ablief.

Dies gilt jedoch mit Sicherheit nicht, bzw. nur mit Einschränkungen, wenn die entsprechenden Magmatite einer stärkeren Umwandlung unterworfen wurden, sei es durch Einwirkung von Meerwasser oder durch Auslaugungen durch hydrothermale Lösungen.

Wie weitgehend solche Umwandlungsprozesse sein können, wurde z.B. von MAC GEEHAN & MAC LEAN (1980) dargestellt.

In der Outokumpu - Zone geht man davon aus, daß die die Erze begleitenden, mafisch - ultramafischen Körper submarin effusiv waren oder oberflächennah in die frischen Sedimente intrudierten (z.B. GAAL et al 1975, HUHMA & HUHMA 1970). Eine intensive Umwandlung (Serpentinisierung) bewirkte eine Veränderung des Hauptelement - Chemismus und führte zur Bildung der Outokumpu - Abfolge (siehe Kap. 3.4). Deshalb ist auch in Riihilahti grundsätzlich damit zu rechnen, daß eine intensive chemische Umwandlung des Mafits der Metamorphose vorausgegangen sein kann. Ferner ist die Möglichkeit zu berücksichtigen, daß " erzbringende Lösungen " eine zusätzliche hydrothermale Veränderung bewirkt haben könnten.

Daß tatsächlich eine Umwandlung stattgefunden hat, ist an Profilen durch den Mafit von Riihilahti deutlich zu zeigen (siehe Kap. 15.4).

15.1. Allgemeiner Überblick

Es gibt eine sehr umfangreiche Literatur über Verwitterungs- und Umwandlungsvorgänge bei basischen Gesteinen sowohl im Experiment, als auch in natürlichen Vorkommen. Sie alle zeigen, daß zum Teil erhebliche Veränderungen im Chemismus der Gesteine resultieren können.

Die unwahrscheinlichste Form der Umwandlung des Mafits von

Riihilahti stellt die Verwitterung nach einer subaerischen Extrusion dar, d.h. eine kontinentale Umwandlung unter dem Einfluß einer archaischen Atmosphäre (z.B. LELONG et al 1976, NAVROT & SINGER 1976 und Tab. 15.3). Diese Möglichkeit ist zwar aufgrund der geringen räumlichen Entfernung zu einem der Mantelgneisdome, für die z.T. eine Bodenbildung beschrieben wird (z.B. PARK 1981), nicht grundsätzlich auszuschließen, die Ausbildung der Gesteinsabfolgen (z.B. massive Sulfiderzlagen, siehe Kap. 5) spricht jedoch gegen eine solche Möglichkeit in Riihilahti.

Bei der Umwandlung basischer Vulkanite durch Reaktion mit Meerwasser bzw. hydrothermalen Lösungen ist zu berücksichtigen, daß Verteilungen von Elementen durch Neubildung von Mineralen (z.B. Zeolithen) bei niedrigen Temperaturen wieder verändert werden können. Im Verlauf der geologischen Entwicklung können also mehrmals zu unterschiedlichen Zeitpunkten und unter unterschiedlichen Bedingungen Umwandlungen und Remobilisationen stattgefunden haben, z.B. während der Metamorphose und den tektonischen Beanspruchungen.

15.2 Experimentelle Untersuchungen in der Literatur

Betrachtet man zusammenfassend die experimentellen Arbeiten über Veränderungen des Stoffbestandes basischer Vulkanite bei der Umwandlung durch Meerwasser (siehe Tab. 15.1), so läßt sich aussagen, daß diese Gesteine offensichtlich Kalium, Kalzium, Natrium sowie Silizium verlieren, dagegen Eisen (bei oxidierenden Bedingungen !), Magnesium und Wasser relativ angereichert (bzw. aufgenommen) werden.

Bei Natrium und Kalium lassen sich in Abhängigkeit von der Art der Verwitterung und der dabei herrschenden Temperatur unterschiedliche Trends ableiten. SEYFRIED & BISCHOFF (1979) führten deshalb entsprechende Untersuchungen über systematische Veränderungen der Hauptelementgehalte in Abhängigkeit von der Temperatur bei der Umwandlung von Basalten durch Meerwasser durch. Ihre Ergebnisse zeigen, daß bei niedrigen Temperaturen (70° C) eine Abgabe von Mangan, Kalzium und Silizium (und in sehr geringen Mengen auch Aluminium) an das Meerwasser stattfindet, während Natrium, Kalium und Magnesium durch den Basalt aufgenommen wird. Die Änderungen bei Natrium und Kalium sind gering, während die Unterschiede bei Magnesium, Kalzium und Silizium erheblich sind. Mangan wurde nur geringfügig gelöst, ebenso wie Eisen,

da oxidierende Bedingungen herrschten.

Während Natrium und Kalium bei niedrigen Temperaturen aus dem Meerwasser aufgenommen werden, erfolgt bei höheren Temperaturen (d.h. $> 150^{\circ} \text{C}$) eine Auslaugung des Basaltes (SEYFRIED & BISCHOFF 1977, 1979, SEYFRIED & MOTTTL 1977).

Aus den experimentellen Arbeiten ist daneben feststellbar, daß auch das Wasser / Gesteins - Verhältnis (kurz W/G) eine wesentliche Rolle spielt (z.B. SEYFRIED & MOTTTL 1982). Insbesondere der Natrium- und Kalium - Austausch wird außer von der Temperatur vom W/G beeinflusst, d.h. bei großem W/G (in Experimenten ≥ 10) erfolgt eine Auslaugung der Alkalien (SEYFRIED & BISCHOFF 1977, 1979, SEYFRIED & MOTTTL 1977). Wird das W/G < 10 , findet eine Natrium - Anreicherung im Basalt, d.h. eine Aufnahme aus dem Meerwasser statt (HAYASH 1975, MOTTTL & HOLLAND 1978).

Daneben hängen bei der Aufnahme von Magnesium aus dem Meerwasser Grad und Geschwindigkeit von der Temperatur ab, bedingt durch die Bildung magnesiumreicher Umwandlungsprodukte (z.B. Smekтите). Je höher die Temperatur, desto schneller und vollständiger erfolgt eine Zersetzung des Glasanteils und damit ein Ionenaustausch zwischen Meerwasser und Gestein. Analoges gilt für Mineralphasen in den Basalten (MOTTTL & HOLLAND 1978, SEYFRIED & BISCHOFF 1979), der Grad der Umwandlung (nicht die Art der Umwandlung) ist abhängig von der Kristallinität des umzuwandelnden Gesteins. Auch das W/G spielt beim Magnesium eine Rolle. Bei einem W/G ≥ 50 wurde bei experimentellen Untersuchungen das Magnesium nicht mehr vollständig aus dem Meerwasser entfernt, d.h. das Magnesiumangebot war zu groß um einen vollständigen Austausch mit dem Basalt zuzulassen (SEYFRIED & BISCHOFF 1977, SEYFRIED & MOTTTL 1977, 1982). Die entstehenden sekundären Mineralphasen im Basalt müssen bei so hohen W/G also im Bezug auf Magnesium gesättigt sein.

Bei W/G $\gg 10$ bilden sich weder kalzium- noch natriumreiche Silikatminerale (SEYFRIED & MOTTTL 1977), da die große Menge an Magnesium im Meerwasser in Relation zu Natrium, Kalium und Kalzium im Basalt einen nahezu kompletten Austausch bewirkt.

Bisher nicht untersucht wurden W/G unter 1. Nach Vermutungen von SEYFRIED & BISCHOFF 1981 könnten sich dabei eventuell kaliumreiche Phasen bilden, d.h. Kalium könnte relativ angereichert werden.

	70° C	150° C	200° C und mehr
W/G < 10			+ Mg, Na (1, 2, 4) - Si, Fe, Ca, K (1, 2, 4, 5) - S, Cu, Zn (5)
W/G ≥ 10	+ Mg, Na, K (7) - Si, Ca (7)	+ Mg (7) - Si, Ca, Na, K (3, 7) - Rb, Sr (3)	+ Mg (8, 9, 10) - Si, Ca, Na, K (3, 6, 8, 9, 10) - Ba, Cu, Rb, Sr, Zn u.a. Schwermetalle (3, 6, 10)

Tabelle 15.1 : Experimentelle Untersuchungen zur Umwandlung basischer Vulkanite durch Reaktion mit Meerwasser und ihre Ergebnisse. Dargestellt sind die wichtigsten Veränderungen von Hauptelementchemismen und einigen Spuren.

Zu beachten ist, daß alle diese Untersuchungen mit rezentem, oxidierendem Meerwasser durchgeführt wurden und deshalb bei Temperaturen > 150 ° C Sulfate ausgefällt wurden (vergl. BISCHOFF & SEYFRIED 1978). Diese Sulfate können bei absinkenden Temperaturen wieder gelöst werden und dadurch erneut Veränderungen des Stoffbestandes verursachen.

(1) = BISCHOFF & DICKSON (1975)

(2) = HAYASH (1975)

(3) = MENZIES & SEYFRIED (1979)

(4) = MOTTI & HOLLAND (1978)

(5) = MOTTI et al (1979)

(6) = SEYFRIED & BISCHOFF (1977)

(7) = SEYFRIED & BISCHOFF (1979)

(8) = SEYFRIED & BISCHOFF (1981)

(9) = SEYFRIED & MOTTI (1977)

(10) = SEYFRIED & MOTTI (1982)

15.3 Beobachtungen über Umwandlungen in der Natur

Es gibt eine nahezu unüberschaubare Menge von Veröffentlichungen, die sich direkt oder indirekt mit der natürlichen Umwandlung basaltischer Gesteine unter subaerischen und marinen Bedingungen, und den damit verbundenen Änderungen der chemischen Zusammensetzung beschäftigen.

Leider ist bei einer Vielzahl von Betrachtungen nicht ersichtlich, unter welchen Bedingungen diese Umwandlungen erfolgten, bzw. welcher Umwandlungsvorgang welchen speziellen Bedingungen zuzuordnen ist. Viele Bearbeiter sind lediglich in der Lage, qualitative bzw. relative Angaben darüber zu machen, welche Elemente gegenüber welchen anderen ab- oder angereichert wurden, oder noch allgemeiner, welche Elemente bei der Umwandlung "mobil" waren.

Bei einem Vergleich der experimentellen Untersuchungen (siehe Kap. 15.2) und der Beobachtung an natürlichem Material zeigt sich deutlich, daß die experimentellen Untersuchungen über die Ab- und Zuführen von Elementen nicht immer mit den petrologischen und geochemischen Gegebenheiten in der Natur übereinstimmen. So ist z.B. in der Natur oft eine Magnesium - Abreicherung bei der Umwandlung zu beobachten (z.B. BÖLKE et al 1980, FURNES 1980, FURNES & EL - ANBAAWY 1980, MATTHEWS 1971, THOMPSON 1973). Diese Magnesiumabfuhr findet offensichtlich bevorzugt dann statt, wenn die Basalte ungeschützt dem Meerwasser ausgesetzt sind und bei niedrigen Temperaturen umgewandelt werden. Werden die basischen Gesteine dagegen von einer Sedimentschicht überdeckt, erfolgt eine Magnesiumaufnahme.

Der pH - Wert und das gelöste SiO_2 kontrollieren die Löslichkeit des Magnesiums im Wasser bzw. die Stabilität von Magnesium - Silikaten (DREVER 1974). So sind z.B. bei einem pH von 8.2 ca. 26 ppm gelöstes SiO_2 im Wasser notwendig, um ein Sepiolith - ähnliches Mineral auszufällen. Bei der Verwitterung im freien Kontakt mit einer unbegrenzten Menge Meerwasser kann demzufolge Magnesium immer aus dem Basalt entfernt werden. Dies gilt auch für präkambrische Basalte, da im Präkambrium mit niedrigeren pH - Werten im Meerwasser zu rechnen ist (z.B. MEL'NIK 1973) und von manchen Autoren sogar pH - Werte von 6.1 oder darunter angenommen werden (WINDLEY 1977, p. 300), die trotz siliziumgesättigtem Meerwasser (z.B. EICHLER 1976, ERIKSON & TRUSWELL 1978) eine Ausfällung von Magnesiumsilikaten verhindern

(DREVER 1974). Unter rezenten Bedingungen, mit pH - Werten zwischen 7.5 und 8.4 (KRUMBEIN & GARRELS 1952) sind die im Meerwasser gelösten Siliziumgehalte (siehe TUREKIAN 1969) zu gering, um die kinetischen Barrieren für eine Ausfällung (HEMLEY et al 1977 a, b) zu überwinden.

Zirkuliert jedoch Meerwasser durch Risse und Klüfte im Basalt unter einer Sedimentschicht, muß das Ganze als abgeschlossenes geochemisches System angesehen werden. Nach SEYFRIED & BISCHOFF (1979) kann es durch Hydrolyse - Reaktionen in den zirkulierenden Lösungen je nach Temperatur zu relativ hohen pH - Werten (eventuell bis ca. 9) kommen. Je nach geochemischer Zusammensetzung des Gesteines sind bei mehr ultramafischen Gesteinen sogar pH - Werte bis über 11 möglich (vergl. BARNES & O'NEIL 1969, BARNES et al 1978, NESBITT & BRICKER 1978). Zusätzlich können relativ hohe Konzentrationen von gelöstem SiO_2 vorliegen, was zur Bildung von Magnesium - Smektiten führen müßte (SEYFRIED et al 1978). Unter diesen Umständen kann Magnesium aus Porenflüssigkeiten der umgebenden Sedimente aufgenommen werden oder im Gestein zurückgehalten werden, während andere Bestandteile abgeführt werden.

Quantitative Angaben über Umwandlungsvorgänge sind verständlicherweise selten zu finden (z.B. CONDIE et al 1977, THOMPSON 1973) und in ihrer Aussage nicht einheitlich (siehe Tab. 15.2), da zu viele Vorgänge den Chemismus beeinflussen haben können. Diese Umwandlungsvorgänge beeinflussen sich gegenseitig (siehe Abb. 15.1) und sind deshalb selten rekonstruierbar. Wie aus Abb. 15.1 ersichtlich, werden Änderungen einer der Variablen einen direkten oder indirekten Einfluß auf den sekundären Mineralbestand (vergl. z.B. BASS 1976, JEHL et al 1977, SEYFRIED & BISCHOFF 1981, STAKES & O'NEIL 1982) haben, der wiederum einen entsprechenden sekundären Gesteinschemismus bewirkt (BÖHLKE et al 1980, HUMPHRIS & THOMPSON 1978, KRAMER et al 1980, MEVEL 1981 u.a.). So ist erklärbar, daß sich Beschreibungen von Gesteinschemismen von am Meeresboden umgewandelten Basalten z.T. widersprechen (z.B. HART 1970 und MELSON & THOMPSON 1973). Die Unterschiede sind Ausdruck von u.U. geringen Änderungen einer oder mehrerer Variablen, wie sie auch durch die zitierten experimentellen Untersuchungen dieser Problematik belegt sind.

Bei vielen Untersuchungen über die Chemismusänderungen bei der Umwandlung ist nicht ersichtlich, ob die Änderungen von Elementgehal-

ten auf einer residualen Anreicherung einiger Elemente oder auf einer echten Zufuhr (Ionenaustausch) aus dem Meerwasser beruhen und ob Volumenänderungen (siehe GRESENS 1967) bei diesen Betrachtungen berücksichtigt wurden. Um diese Frage schlüssig klären zu können, wäre es notwendig, einen fixen Bezugspunkt zu haben. Ein solcher Bezugspunkt könnte ein Element oder ein Elementpaar sein, das mit Sicherheit bei der Umwandlung nicht verändert wird (z.B. KORNIYENKO 1973). In der Literatur herrscht keine Einigkeit darüber, auf welches Element man sich in einem solchen Fall beziehen kann. Die physiko - chemischen Bedingungen bei der Umwandlung in Abhängigkeit vom Umwandlungsprozess bzw. Umwandlungstyp sind dafür verantwortlich, daß kein Haupt- oder Spurenelement unter allen denkbaren natürlichen Bedingungen stabil bleibt. So wird z.B. TiO_2 , Al_2O_3 und der Gesamteisengehalt bei der kontinentalen Verwitterung im allgemeinen als weitgehend immobil angesehen (z.B. CHESWORTH et al 1981), es gibt jedoch auch Untersuchungen (z.B. BAIN et al 1980, GARDNER 1980), die diese allgemeine Auffas-

	<u>1</u>	<u>2</u>	<u>3</u>	<u>4</u>
SiO_2	- 11.5	- 2.7	- 2.2	- 7.4
TiO_2	- 0.2	+ 0.2	0.0	+ 1.6
Al_2O_3	- 5.4	- 0.4	0.0	0.0
FeO^*	- 3.7	- 0.4	- 0.6	+ 4.2
MnO	- 0.05	- 0.01	- 0.01	- 0.08
MgO	- 0.9	- 1.1	- 1.5	- 3.8
CaO	- 2.7	- 3.1	- 2.0	- 2.9
Na_2O	- 0.4	- 0.2	- 0.3	+ 0.3
K_2O	+ 1.2	+ 0.5	+ 0.5	+ 1.1
H_2O	+ 6.1	+ 3.0	+ 2.0	+ 3.7

* = Gesamteisen als FeO

Tabelle 15.2 : Veränderungen der chemischen Zusammensetzung von Basalten in 10^{-9} g / cm^3 / Jahr bei der submarinen Umwandlung. Übersicht unterschiedlicher Quellen nach THOMPSON (1973)

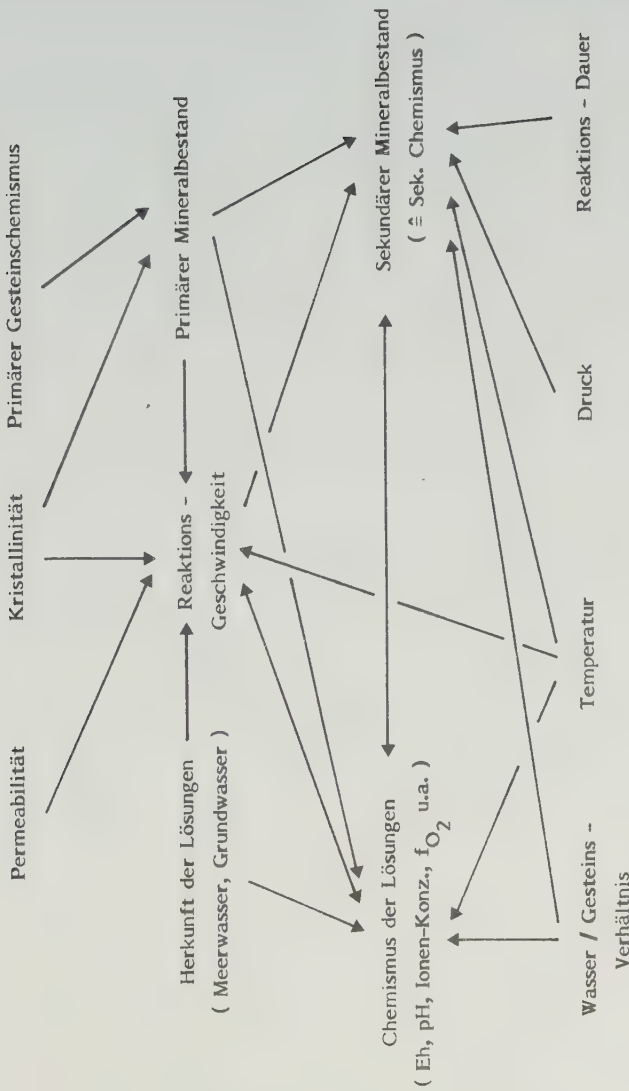


Abbildung 15.1 : Darstellung der wichtigsten Wechselwirkungen bei der Umwandlung basischer Vulkanite.
Es ist zu beachten, daß sich viele dieser Variablen im Verlauf der Umwandlung verändern.

sung in Frage stellen. Bei der Spilitisierung sollen TiO_2 und das $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$ - Verhältnis nicht verändert werden und bei der subaquatischen Umwandlungen von Basalten nimmt man an, daß lediglich Al_2O_3 immobil sein könnte (siehe Tab. 15.3).

Geht man davon aus, daß der Mafit von Riihilahti subaquatisch umgewandelt wurde, erscheint es vertretbar, ebenso wie HART (1970) Al_2O_3 als immobil anzusehen bzw. da vermutlich von allen in dieser Arbeit untersuchten Elemente neben Zirkonium am relativ immobilsten, für Umwandlungsvorgänge als immobil zu definieren. Es soll nicht verschwiegen werden, daß es sehr wohl Anzeichen bzw. Interpretationen gibt, die auf eine Mobilisierbarkeit des Al_2O_3 schließen lassen (BASS 1976, CANN 1969, HART et al 1974, MELSON & THOMPSON 1973, THOMPSON 1973).

Wichtig für die geochemischen Untersuchungen in der vorliegenden Arbeit ist der Maßstab solcher Mobilisationen, d.h. konnte Al_2O_3 nur im μm - Bereich verändert werden, oder in so großen Bereichen, daß die Umwandlung in den pro Probe analysierten Bereichen nicht mehr isochemisch verliefen ?

Aus den pH - Bestimmungen bei den experimentellen Untersuchungen der Umwandlungsvorgänge, den dabei festgestellten Gehalten von gelöstem Al_2O_3 in den Reaktionslösungen (siehe Literatur in Kap. 15.2) und den Stabilitätsbeziehungen möglicher (besonders magnesiumreicher) Minerale (DREVER 1974) ist wohl in den meisten Fällen damit zu rechnen, daß Al_2O_3 sehr schnell wieder durch die Bildung von Mineralen bzw. Aluminiumhydroxiden festgehalten wird. Es wird deshalb angenommen, daß Al_2O_3 zwar möglicherweise aufgrund extremer pH - Werte in den Umwandlungslösungen im Mikrobereich mobil gewesen sein kann, im Makrobereich, d.h. in Breichen, die durch die Analysen dieser Arbeit abgedeckt werden, jedoch " immobil " ist.

Aufgrund petrographischer Untersuchungen kommt BASS (1976) sogar zu dem Schluß, daß selbst Kalzium und Magnesium im Sinne von Makrobereich - Analysen immobil sind bzw. die Abfuhr von dieser Elemente aus dem Gestein sehr gering sind. Eine allgemeine Gültigkeit einer solchen Aussage muß jedoch stark angezweifelt werden, da Kalzium und Magnesium, ebenso wie Natrium und Silizium im allgemeinen aus Basalten bei der Umwandlung abgereichert werden (THOMPSON 1973, THOMPSON & HUMPHRIS 1977 u.a., sowie Kap. 15.2).

	-	+	±
Si	1,2,6,8,9,10,12,18,19,20	21	13
Ti	3,9,13	2,6	1,17,20
Al	3,8,9,21	2	1,6,13,19,20
Fe ²⁺	2,8,9,11,13,18	6	
Fe ³⁺		2,9,11,12,13,18	
Fe ^Σ		2,9,18,19	1
Mn	1,7,8,	6,9	2
Mg	1,2,6,8,12,13	7,18,19,20	
Ca	1,2,7,8,9,10,12,13,14 15,16,18,19,20,21		
Na	1,2,7,12	6,14,15,16	20
K	1,2	4,5,6,7,8,9,10,11,18,19	20
P	1,13	8	2
S	9,11		
H ₂ O		2,7,8,9,11,12,13,14,15, 16,19,20,21	
CO ₂		11	
B		8,9,10	
Ba	5,13	5	
Co	1		
Cr	1,13		
Cs		4	
Cu	1	8	12
Ga			1
Hf			17
Li		8,10,18	
Nb		13	17
Ni	1		12
Pb		8	
Rb		4,8,13,18	
LREE		8,13,17	
Sr	13	17	5
V	1,13		
Y			17
Zn	1		
Zr	1,3	13	17

+ = zugeführt oder angereichert

- = abgeführt

± = unverändert (immobil)

Tabelle 15.3 : Übersicht über die Stoffveränderungen bei der Umwandlung mafischer Vulkanite unter verschiedenen Bedingungen; Auswahl ohne Anspruch auf Vollständigkeit

Literaturstellen zur Tabelle 15.3

a) Subaerische Verwitterung

- 1 = LISITSYNA (1968)
- 2 = WHITE & SARCIA (1978)
- 3 = GARDNER (1980)

b) Umwandlung bei Meeresboden - Temperaturen

- 4 = HART (1969)
- 5 = PHILPOTTS et al (1969)
- 6 = HART (1970)
- 7 = MELSON & THOMPSON (1973)
- 8 = THOMPSON (1973)
- 9 = HART et al (1974)
- 10 = HART (1976 a)
- 11 = BASS (1976)
- 12 = KRAMER et al (1980)
- 13 = FURNES (1980)

c) Umwandlung bei Bedingungen der Zeolith - Fazies

- 14 = AUMENTO et al (1971)
- 15 = MIYASHIRO et al (1971)
- 16 = SHIDO et al (1974)
- 17 = WOOD et al (1976)
- 18 = PAPAVALASSIOU & COSGROVE (1981)

d) Umwandlung bei Bedingungen der Prehnit - Pumpellyit - Fazies

- 19 = MEVEL (1981)

e) Umwandlung bei Bedingungen der Grünschiefer - Fazies

- 20 = HUMPHRIS & THOMPSON (1978)

f) Spilitisierung

- 21 = CANN (1969)

15.4 Umwandlungen am Mafit von Riihilahti

Am Material aus Riihilahti ist nach der metamorphen Überprägung natürlich nicht mehr zu entschlüsseln, welche Vorgänge, d.h. welche speziellen Mineralbildungen und sonstige Umwandlungsvorgänge zu dem jetzt vorliegenden Gesteinschemismus geführt haben. Auch der Grad der Umwandlung ist in Ermangelung von unverändertem Vergleichsmaterial nicht abzuschätzen. Lediglich die (subjektive) Aussage, daß sie wohl sehr weitgehend war, ist möglich. Sie zeigt sich sowohl bei der Berechnung der CIPW - Norm durch hohe Korundanteile (siehe Kap. 20.2.1.1), als auch durch hohe Wassergehalte und die Gehalte der Elemente Na, K, Rb, Sr, Zr u.a. und deren Veränderung vom Rand zur Mitte von Körpern der intrusiven Fazies des Mafits (Kap. 15.5). Extrusive und kleine intrusive Körper sind, sofern gleiche Umwandlungsvorgänge und gleicher Ausgangschemismus angenommen werden können, im Vergleich oft stärker umgewandelt.

Um diese Umwandlung zahlenmäßig fassen zu können, wurde in Anlehnung an REICHE (1943) und WHITE & SARCIA (1978) ein Verwitterungsindex berechnet. Dieser Verwitterungsindex versucht die Veränderungen einiger besonders " mobiler " Elemente durch Abfuhr, mit der Zufuhr bzw. residualen Anreicherung anderer Bestandteile zu kombinieren und im Vergleich zum Gesamt - Stoffbestand des Gesteines zu erfassen. Um wirkungsvoll sein zu können, muß der Ausdruck des Indexes den jeweiligen speziellen Umwandlungsbedingungen angepasst werden. Das bedeutet aber auch, daß im Falle des Mafits von Riihilahti der Verwitterungsindex einer Probe nur dann mit dem einer anderen Probe vergleichbar ist, wenn beide unter vergleichbaren Umwandlungsbedingungen verändert wurden. Diese Bedingungen könnten jedoch sehr stark variiert haben, z.T. bedingt durch unterschiedliche Größe der Körper, den intrusiven oder extrusiven Charakter und eventuell durch Temperatur und Chemismus hydrothermalen Lösungen. Unter der Annahme eines homogenen Gesteines (siehe unten) der Betrag dieses Verwitterungsindexes streng genommen nur für die Proben aus einem Profil durch einen der Teilkörper vergleichbar. Für andere Proben könnten die Umwandlungsbedingungen zu verschiedenen gewesen sein.

Im vorliegenden Fall wurde der Index ausgehend von den Kationenäquivalenten (Gew. - % Elementoxid dividiert durch das Molekulargewicht bezogen auf 1 Kation) der Elemente (bzw. Atomäquivalenten

C und S), wobei das Elementsymbol (bzw. Molekül) für das Kationen-äquivalent (Atomäquivalent) steht:

$$1000 \times (\text{Si} + \text{Ca} + \text{Na} - (\text{Al} + \text{H}_2\text{O}^+ + \text{CO}_2 + \text{Mg} + \text{Fe})) / (\text{Si} + \text{Ti} + \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Na} + \text{K} + \text{P} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}^+ + \text{S} + \text{C})$$

Es errechnet sich ein meist negativer Zahlenwert, dessen Betrag um so größer ist, je stärker Stoffverschiebungen gemäß der allgemeinen Trends stattgefunden haben.

Bei der Betrachtung der Korrelationen des Verwitterungsindex (VIND) mit den Elementgehalten (siehe Anhang) wird deutlich, daß es auf diese Art tatsächlich möglich ist, mit der genannten Formel die Umwandlungsvorgänge und das Verhalten jedes Elementes im Mafit von Riihi-lahti zu kennzeichnen. Diese Aussage stützt sich auf die ausführliche Diskussion des Verhaltens der Haupt - Elemente (siehe Kap. 15.4.3.1 bis Kap. 15.4.3.13) und der Überprüfung in einzelnen Profilen (vergl. Kap. 15.5) durch den Mafit. Die dort gewonnenen Erkenntnisse werden durch die Korrelationen mit VIND bestätigt, auch für Elemente, die nicht in die Formel zur Berechnung von VIND aufgenommen wurden. Diese Berechnung stützt sich auf so viele Variablen, daß die Entstehung der Korrelationskoeffizienten nicht durch die Einbeziehung der Elemente in den Rechenvorgang verursacht werden kann.

Für Elemente, die bei der Umwandlung abgeführt werden, ergibt sich aufgrund des negativen Vorzeichens des VIND eine positive Korrelation, wird das entsprechende Element bei der Umwandlung zugeführt oder angereichert, ergibt sich eine negative Korrelation. Die Höhe des Korrelationskoeffizienten gibt einen Anhaltspunkt dafür, wie systematisch ein Element bei der Umwandlung unter den für eine spezielle Probengruppe (Fazies) herrschenden Bedingungen verändert wurde.

Bei der Diskussion der Umwandlungserscheinungen und der damit verbundenen Chemismusänderung muß ein zusätzliches Problem mitberücksichtigt werden. Durch die Intrusion in oberflächennahe Sedimente oder die Extrusion eines basaltischen Gesteines kommt es nicht zu einer schlagartigen Erstarrung des Gesteines und es kann innerhalb von Teilbereichen im Vulkanit zu lokalen Differentiationserscheinungen kommen. So könnten sich z.B. späte " Restlösungen " bei noch relativ hohen Temperaturen gegenüber dem Gesteinsdurchschnitt mit Eisen anreichern, unterschiedliche $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$ - Verhältnisse aufweisen und in den langsamer auskristallisierenden Kernzonen zu einer erhöhten Bildung eisenreicher Minerale führen. Auf diese Weise könnten auch andere

Elemente konzentriert werden, was z.B. im Falle des Kaliums zur Bildung von Biotit führen könnte.

Die Entstehung solcher oder ähnlicher Inhomogenitäten wurden von natürlichen Vorkommen verschiedentlich beschrieben (z.B. LINDSTROM & HASKIN 1981, HART et al 1971). Sogar in einzelnen Pillows sind solche Effekte zu beobachten (z.B. SHIDO et al 1974), falls nicht in diesen Fällen Umwandlungserscheinungen fehlinterpretiert wurden. Nach THOMPSON (1973) sollen Umwandlungen im kristallisierten Teil eines Pillows kaum eine Chemiesänderung bewirken, wohl aber in der glasreichen Randzone.

In Riihilahti besteht also die Gefahr, daß " primäre ", d.h. spät-magmatische, Inhomogenitäten im Mafit, die aufgrund der sehr hohen Eisengehalte nahe liegen, einer Umwandlung unter marinen Bedingungen zugeschrieben werden (siehe auch Kap. 15.5).

Nimmt man an, daß der Mafit von Riihilahti altersmäßig dem mittleren Präkambrium angehört (vergl. Kap. 4) und daß zu dieser Zeit das Meerwasser bereits oxidierend war (zumindest gegenüber dem sehr stark reduzierten Mafit) (ERIKSSON & TRUSWELL 1978, SCHIDLOWSKI 1976, WINDLEY 1977) und daß der Mafit in relativ flaches Wasser extrudierte bzw. oberflächennah intrudierte, erscheint es vertretbar anzunehmen, daß prinzipiell vergleichbare Vorgänge abgelaufen sein könnten, wie sie von jüngeren Umwandlungen beschrieben werden (BASS 1976, BÖHLKE et al 1980, MATTHEWS 1971, PAPAVASSILIOU & COSGROVE 1981 u.a.). Auch bei hoher Sedimentationsrate ist dann davon auszugehen, daß keine wirksame Abschirmung gegenüber dem oxidierenden Meerwasser erfolgte, ebensowenig wie bei einer oberflächennahen Intrusion in frische Sedimente, da basische Gesteine in Intrusionstiefen von 100 Metern und mehr ebenfalls umgewandelt werden (HART 1976 b). Der metasomatische Saum um den Mafit (siehe Kap. 5), der vorwiegend durch den Transport von Eisen gekennzeichnet ist (siehe auch Kap. 23), zeigt jedoch, daß die Oxidationsbedingungen nicht so streng waren, daß alles Eisen zu Fe^{3+} hätte oxidiert werden können. Aufgrund der höheren Mobilität von Fe^{2+} gegenüber Fe^{3+} (CALLENDER & BOWSER 1976, DIMROTH 1976, EICHLER 1976, GARRELS & CHRIST 1965, LEPP 1975 u.a.) ist anzunehmen, daß die großen Mengen von Eisen in zweiwertiger Form transportiert wurden.

Die Randpartien von intrusiven (und natürlich auch extrusiven) Körpern werden auf jeden Fall erhöhte Glasanteile enthalten haben (DIM-

ROTH et al 1979) und somit einer schnelleren und intensiveren Umwandlung unterworfen worden sein als die Kernzonen (MOTTI & HOLLAND 1978, SEYFRIED & BISCHOFF 1979, THOMPSON 1973). Durch die hohen Glasanteile, die eine homogenere Verteilung von Hauptelementen gewährleisten, laufen in diesen Bereichen andere Umwandlungsvorgänge und Elementmobilisationen ab als in stärker kristallisierten Bereichen. Während in den Randzonen eine schnelle (eventuell oxidative) Umwandlung erfolgt sein könnte (BASS 1976, BÖHLKE et al 1980, MATTHEWS 1971 u.a.) ist im Inneren der Körper sehr wahrscheinlich mit einer nicht oxidativen Umwandlung zu rechnen (BASS 1976). Als wichtigste sekundäre Minerale sind (in Abhängigkeit vom Element - Angebot) Smektit, Celadonit oder Talk zu erwarten. Da diese sekundären Minerale jedoch mehr SiO_2 enthalten als der Olivin, aus dem sie sich vornehmlich bilden (z.B. BASS 1976), muß in vielen Fällen eine Zufuhr von SiO_2 und Al_2O_3 angenommen werden, oder eine Abfuhr von MgO und anderen Elementen, die nicht entsprechend dem lokalen Angebot von Al_2O_3 (und SiO_2) in sekundäre Minerale eingebaut werden können. Andererseits kann für die Bildung von sekundären Mineralen im Bezug auf die Alkalien und Erdalkalien überschüssiges SiO_2 abgeführt werden. Das Verhalten der einzelnen Elemente bei der Umwandlung des Mafits werden (allerdings ohne Berücksichtigung der möglichen Mineralreaktionen) im folgenden behandelt.

15.4.1. Die Korrelation zwischen Al_2O_3 und Zr

Für die Untersuchungen des Stoffbestandes und der Veränderungen des Mafits von Riihilahti wurde angenommen, daß Aluminium und Zirkonium in ihren Gehalten am wenigsten verändert wurden und Aluminium wurde deshalb als immobil definiert. Da beide Elemente bei der Abfuhr anderer Elemente im Verlauf der Umwandlung angereichert werden sollten, ist damit zu rechnen, daß sie eine positive Korrelation zueinander zeigen. Diese Annahme wird durch einen Korrelationskoeffizienten von 0.77 in der intrusiven Fazies bestätigt. Allerdings erhebt sich die Frage, ob dieser Korrelationskoeffizient deshalb nicht höher ist, weil Al_2O_3 eventuell doch " mobilisiert " wurde.

Aus diesem Grund wurde mit Hilfe des Computers untersucht, ob eine Korrelation von ca. 0.77 auch durch die normale Schwankung der Gehalte von Aluminium und Zirkonium im Gestein erklärt werden kann.

Dazu wurden folgende Annahmen zugrundegelegt:

1. Al_2O_3 und Zr sollen im Experiment den Durchschnittsgehalten im Mafit der intrusiven Fazies entsprechen.
2. Beide Elemente sollen normalverteilt sein.
3. Die Schwankungen der Elementgehalte sollen denen des Mafits entsprechen.
4. Auch die Schwankungen in den Experimenten sollen einer Normalverteilung entsprechen.
5. Al_2O_3 / Zr sei konstant.

Im Mafit liegen im Durchschnitt der intrusiven Fazies Al_2O_3 / Zr im Verhältnis 98 : 1 vor (siehe Tab. 18.1). Deshalb wurde für die Experimente ein Verhältnis von 100 : 1 zugrundegelegt.

Mit einem Pseudozufallsgenerator im Rechenzentrum der Universität Mainz wurden mit Hilfe des Programmblocks SPSS 8 normalverteilte Zr - Werte mit einem Mittelwert von ca. 150 und einer Standardabweichung von ca. 40 erzeugt und dem zahlenmäßigen Wert für Al_2O_3 (in Gew. - %) von 1/10 des Zr - Wertes zugeordnet. Es resultiert zwangsläufig eine Korrelation von 1.0 .

Nun sollte untersucht werden, in welchem Bereich die Korrelation schwankt, wenn man für ein Element einen Schwankungsbereich von durchschnittlich 10 % des Mittelwertes annimmt. Die Schwankungen weisen Normalverteilung auf und wurden ebenfalls durch den Zufallsgenerator erzeugt. Die so erzeugten Korrelationen sind höher, als bei einer linearen Verteilung der variierenden Werte.

Die Anzahl der für die Korrelationsberechnung zugrundeliegenden Wertpaare schwankte zwischen 23 und 27 (Anzahl der Proben in der intrusiven Fazies = 25).

Es wurden 80 Fälle experimentell simuliert. Für die 1 x 10 % - ige Schwankung (d.h. für Al_2O_3 oder Zr) ergaben sich Korrelationen die nur selten unter 0.9 lagen. In 11 der 80 Fälle ergab sich für die 2 x 10 % - ige Varianz (d.h. für Al_2O_3 und Zr) eine Korrelation von unter 0.8 (= 13.75 %). In 5 Fällen (6.25 %) wurden sogar Korrelationen unter 0.75 erreicht. Dies bedeutet, daß ausgehend von natürlichen Bedingungen, wo für homogene und nicht umgewandelte Gesteine Schwankungen in den Gehalten von Al_2O_3 und Zr von 10 % nichts außergewöhnliches darstellen, die Korrelation der beiden Bestandteile im Mafit mit $r = 0.77$ auch ohne eine Mobilisierung erklärt werden kann. Allerdings muß auch gesagt werden, daß Korrelationskoeffizienten von > 0.8 mit wesentlich

höherer Wahrscheinlichkeit zu erwarten wären.

Dieser Test kann natürlich nicht als Beweis dafür gelten, daß Al_2O_3 und Zr nicht mobilisiert wurden. Es sollte lediglich gezeigt werden, daß mit den oben genannten Bedingungen eine solche Korrelation von ca. 0.77 in ungünstigen Fällen möglich ist. Als Extremwerte bei den nur 80 Fällen traten sogar Korrelationskoeffizienten unter 0.70 auf.

15.4.2. Die Darstellung der Umwandlungen

Alle Elemente (außer dem als immobil definierten Aluminium) zeigen mehr oder weniger deutliche Trends, bei der Umwandlung von basischen Vulkaniten starken Veränderungen unterworfen zu werden, d.h. sie werden bei der Umwandlung abgeführt (siehe Tab. 15.3). Dies wird anschaulich in den Korrelationen dieser Elemente mit Al_2O_3 und Zr. Daß die einzelnen Korrelationen (siehe Korrelationsmatrizes im Anhang) oft nicht klarer sind liegt wohl daran, daß einzelne Elemente durch Bildung sekundärer Minerale in Klüften und Hohlräumen (BASS 1976 u.a.) wieder festgehalten und relativ angereichert werden können. Auch unterschiedliche Umwandlungsbedingungen, unter denen die untersuchten Mafit - Proben umgewandelt wurden (z.B. intrusive gegenüber extrusiven Bereichen) sind für unterschiedliches Verhalten der einzelnen Elemente und damit unterschiedliche Korrelationen verantwortlich zu machen.

Die einzelnen kleinen Teilkörper des Mafits liegen auf sehr engem Raum beieinander und sollten deshalb altersmäßig und geochemisch nicht stark voneinander abweichen. Es wird angenommen, daß die Elementverhältnisse in allen Proben vor Beginn der Umwandlung näherungsweise gleich waren. Da Aluminium als immobil angesehen wird, sollte sich das Verhältnis eines Elementes gegenüber Al_2O_3 nicht verändern, wenn es keiner Abfuhr oder Zufuhr unterworfen wird. Je deutlicher die Korrelation eines Elementes gegenüber dem Bezugspunkt Al_2O_3 (bzw. Zr), desto einheitlicher ist das Verhalten dieses Elementes unter allen für diese Untersuchung möglichen Umwandlungsbedingungen.

Deutlicher als im reinen Diagramm gegen Al_2O_3 werden die Veränderungen der Hauptelemente gegenüber Aluminium, wenn man ihre relative Änderung, d.h. die Veränderung des Verhältnisses zu Aluminium gegen die Gehalte der Elemente aufträgt. Die Angaben über die Korrelatio-

nen in dieser Darstellung beziehen sich auf die in Kationen - Äquivalente (bzw. Atom - Äquivalente bei S und C) umgerechneten Gew. - % der chemischen Analyse. Die beobachteten Korrelationen sind nicht mit denen der Gew. - % identisch (siehe BUTLER 1979). Die Kationen- bzw. Atomäquivalente sind durch * gekennzeichnet.

Die daraus resultierenden Korrelationen zeigen, wie kontinuierlich sich die einzelnen Elemente in ihrem Verhältnis zu Aluminium verändern. Je höher der Korrelationskoeffizient, desto weniger Abweichungen gibt es von diesem Trend und desto unabhängiger von den speziellen Umwandlungsbedingungen ist der damit verbundene Umwandlungsprozess und die Mobilität des Elementes. In Teilprofilen durch einzelne Mafitkörper lassen sich dessen ungeachtet stets geringfügige Abweichungen zu stärkerer oder schwächerer Abfuhr gegenüber Aluminium beobachten.

Dadurch, daß manche Elemente stärkeren Abfuhrn unterworfen werden, kann sich der Anteil anderer Elemente am Aufbau des Gesteines jedoch verändern. Falls sie ebenso wie Aluminium immobil sind, ergibt sich keine Korrelation zwischen dem Verhältnis zu Al^* und dem veränderten Gehalt. Es entsteht eine Punktwolke um ein konstantes Verhältnis zu Al^* .

Da sich bei gleicher Mobilität zweier Elemente mit unterschiedlichen Ausgangsverhältnissen zu Aluminium unterschiedliche Steigungen der Korrelationsgeraden in dieser Darstellung ergeben, sind diese Steigungen nicht miteinander vergleichbar. Nur bei bekanntem Ausgangsverhältnis ließe sich daraus eine quantitative Aussage über die Mobilität eines Elementes ableiten. Die Steigung ist jedoch ein relatives Maß für die Mobilität bei der Betrachtung eines Elementes in unterschiedlichen Bereichen des gleichen Gesteins, das unter variablen Bedingungen umgewandelt wurde.

Korrelationsgeraden mit positiven Steigungen sind sowohl bei einer Zufuhr, als auch bei der Abfuhr eines Elementes möglich. Bei der Abfuhr ist die Steigung der Geraden ein Maß dafür, wie stark im konkreten Fall die Abfuhr eines Elementes über den relativen Zuwachs durch die Abfuhr anderer Elemente überwiegt. Gleicht die Abfuhr den relativen Zuwachs genau aus, ergibt sich eine Punktwolke um einen konstanten Elementgehalt bei variablen Verhältnissen zu Al^* . Eine Korrelationsgerade mit negativer Steigung resultiert, wenn die Abfuhr des Elementes geringer ist als der relative Zuwachs aus der Abfuhr der anderen Elemente, d.h. wenn eine residuale Anreicherung erfolgte. Eine Zufuhr des Elementes ist in

diesem Fall mit Sicherheit auszuschließen (vergl. Kap. 15.4.3.5).

Je größer die Variabilität der Gehalte eines Elementes bei einer gegebenen Mobilität (= Steigung der Geraden), desto größer ist der Anteil des Elementes an den Veränderungen bei der Umwandlung des Gesteines. Deutlicher wird diese Beziehung, wenn man auch hier die Veränderung auf ein konstantes, d.h. immobiles Element normiert.

Die Elementoxid - Gehalte werden dazu zweckmäßigerweise ebenfalls in Kationenäquivalente umgerechnet (siehe Kap. 15.4) und auf einen konstanten Aluminium - Anteil (hier $Al^* = 1$) normiert. Trägt man nun das Verhältnis eines Hauptelementes zu Al^* gegen die Summe aller auf Al^* normierten Kationenäquivalente (im folgenden SK^* genannt) auf, ergibt sich eine anschauliche Darstellung, aus der ebenfalls Mobilitäten von Elementen abzuleiten sind.

Wie hoch auch immer SK^* bei dem unveränderten Gestein gewesen sein mag, es zeigt sich in dieser Darstellung, daß sich selbst unter Berücksichtigung von H_2O und CO_2 kein konstantes SK^* in einzelnen Profilen ergibt, d.h. daß eine Stoffabfuhr aus dem Mafit erfolgte, die weit größer war als mögliche Elementaufnahmen durch Ionenaustausch mit Meerwasser oder zirkulierenden Lösungen. **Der Mafit von Riihilahti wurde also unter Masseverlust umgewandelt.** Dieser Masseverlust muß jedoch nicht zwangsläufig mit einer Volumenverringerung verbunden gewesen sein, da Umwandlungsprodukte wie Chlorit oder Smektit höhere Volumen pro Formeleinheit haben als die Minerale bzw. das Glas aus denen sie durch Umwandlung entstehen.

Die Steigung der Korrelationsgeraden ist auch in dieser Darstellung Ausdruck komplexer Umwandlungsvorgänge. Ist das fragliche Element immobil, ergibt sich eine Punktwolke um ein konstantes Verhältnis zu Al^* bei variablem SK^* . Bei konstantem SK^* , aber variablen Verhältnissen, ist dies ein Zeichen dafür, daß das fragliche Element abgeführt wurde, daß aber ein Austausch an Kationen erfolgte.

Korrelationsgeraden mit positiver Steigung werden unterschiedlich geneigt sein, da der Gehalt dieses Elementes im Gestein sowie die Zu- und Abfuhr der anderen Elemente einen direkten Einfluß auf den Verlauf der Geraden haben. Eine negative Steigung wäre ein Hinweis auf die Aufnahme eines anderen Elementes, die größer als die Summe aller Abfuhr an Kationen ist.

Der Korrelationskoeffizient ist auch in dieser Darstellung ein Maß für die allgemeine Gültigkeit des Umwandlungstrends unter allen auftre-

tenden Bedingungen, d.h. je besser ausgeprägt die Korrelation, desto geringer der Einfluß der speziellen Bedingungen.

Innerhalb eines Profiles geben die unterschiedlichen Steigungen der Korrelationsgeraden für einzelne Elemente ein relatives Maß für ihren Anteil an der Stoffverschiebung.

15.4.3. Das Verhalten der Elemente

Aufgrund statistischer Betrachtungen ist nachweisbar, daß die nach lithologischen Gesichtspunkten unterschiedenen Fazien des Mafits (siehe Kap. 5) auch geochemisch differieren (siehe Kap. 18). Diese Unterschiede lassen auf uneinheitliche Umwandlungsbedingungen schließen, bzw. diese Umwandlungsprozesse sind dafür verantwortlich, daß diese Abweichungen existieren. Deshalb muß bei der Diskussion der Umwandlungsvorgänge dieser Umstand berücksichtigt werden. Die karbonatreiche Randfazies (MKF) bleibt dabei weitgehend unberücksichtigt. Sie stellt den Bereich dar, der im direkten Kontakt mit dem Meerwasser stand und in dem aufgrund der dadurch herrschenden Bedingungen besonders das aus dem Mafit gelöste Kalzium in Form von Karbonaten ausgefällt wurde. Umwandlungsvorgänge des Mafits sind nicht mehr rekonstruierbar.

Die Unterschiede der beiden restlichen Fazien (MIF und MEF) zeigen sich auch bei der Betrachtung der Korrelationsmatrizes und unterstreichen die Notwendigkeit, diese beiden Fazien getrennt zu diskutieren. Um die Unterschiede zu verdeutlichen, wurden aus den Korrelationsmatrizes (siehe Anhang) einige Korrelationen mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit < 0.01 ausgewählt und zum Vergleich tabellarisch zusammengestellt (siehe Tab. 15.4). Ebenfalls aufgelistet sind die Korrelationen, die sich bei der Zusammenfassung der MIF und MEF ergeben (ohne die in Kap. 16.1 und 16.2 als Sonderfälle ausgeschlossenen Proben).

Bei den Elementen Silizium und Magnesium ist zwischen MIF und MEF ein deutlicher Unterschied der Korrelationen zu Al_2O_3 offensichtlich. Bei den Korrelationen des Zirkoniums mit Al_2O_3 und CaO sind ebenfalls Unterschiede zwischen den Fazien erkennbar.

Für alle 42 Proben der MIF und MEF werden z.T. Korrelationen vorgetäuscht, die in den einzelnen Fazien nicht vorhanden sind (siehe Tab. 15.4). Durch die Überlagerung der einzelnen Einflüsse ist die Korre-

lation aller 42 Proben im allgemeinen schlechter als die ausgeprägtere Korrelation in einer der Fazien allein.

	Al_2O_3			Zr		
	(MIF + MEF)	MIF	MEF	(MIF + MEF)	MIF	MEF
SiO_2	-0.55*	-0.56	-	-0.48*	-	-
Al_2O_3	-	-	-	0.74	0.77	0.67
MgO	0.47	0.64	-	0.40	-	-
CaO	-0.70	-0.76	-0.65	-0.55	-0.62	-
H_2O^+	0.55	0.60	-	0.46	-	-
Ni	0.46	-	-	-	-	-

Tabelle 15.4. : Einige ausgewählte Korrelationen mit Irrtumswahrscheinlichkeiten < 0.01 (vergl. auch komplette Matrices im Anhang). * = Korrelation mit $\log \text{SiO}_2$

Wie sich aus den negativen Korrelationen zum immobilen Al_2O_3 ergibt, zeigen in der MIF besonders SiO_2 und CaO ausgeprägte Tendenzen, im Verlauf der Umwandlungen und der damit verbundenen residualen Anreicherung des Al_2O_3 , abgereichert zu werden. Dagegen zeigen MgO und H_2O^+ ausgeprägte Neigungen, zusammen mit Al_2O_3 angereichert bzw. zugeführt zu werden. Korrelationen solcher Klarheit sind in der MEF nur zwischen Al_2O_3 und CaO zu beobachten. Ein ähnliches Bild zeigt sich bei den Korrelationen der Hauptelemente gegenüber Zr , wobei sich zwischen Zr und Al_2O_3 in der MIF ein Korrelationskoeffizient von 0.77 (gegenüber 0.67 in der MEF) ergibt (siehe auch Kap. 15.4.1). Die nur in geringem Maße ausgebildeten Korrelationen der anderen Hauptelemente mit Al_2O_3 sind dahingehend zu begründen, daß diese Elemente sehr uneinheitlich auf Umwandlungseinflüsse reagieren oder eine nur geringe Neigung zeigen, zusammen mit Al_2O_3 Sekundärminerale zu bilden.

Geht man davon aus, daß Zr nur in sehr geringen Mengen in anderen Mineralen als Zirkon zu erwarten ist, sind die Korrelationen gegenüber Zr als Ausdruck einer von der sekundären Mineralogie unabhängigen Veränderung eines Hauptelementes zu interpretieren. Ausgeprägte nega-

tive Korrelationen gegenüber Zr wären demnach Ausdruck einer kontinuierlichen Abfuhr des betreffenden Elementes im Verlauf der Umwandlung des Gesteines. Entsprechende positive Korrelationen drücken die Anreicherung bzw. eine Zufuhr aus.

Betrachtet man unter diesem Aspekt die Korrelationsmatizes wird deutlich, daß nur CaO (und in geringerem Maße SiO_2) in der MIF systematisch und einheitlich abgeführt wurden, während in der MEF das Verhalten der Elemente offensichtlich noch uneinheitlicher war. Eine mögliche Erklärung für die fehlenden Korrelationen in der MEF ist in den auf engem Raum stark variierenden Umwandlungsbedingungen (verursacht durch hohe Umwandlungsraten des Glasanteils, stärkere Wasserzirkulation, stark wechselnde Wasser / Gesteins - Verhältnisse, Möglichkeit in Klüften und Hohlräumen sekundäre Minerale auszufällen) zu suchen.

Durch die Bildung von Smektiten oder chloritähnlichen Mineralen als Umwandlungsprodukte des primären Mineralbestandes (und besonders des Glasanteiles) ergeben sich zwangsläufig Abhängigkeiten zwischen MgO und Al_2O_3 sowie H_2O^+ und Al_2O_3 , aber auch zwischen MgO und H_2O^+ in der MIF (siehe Korrelationsmatrix im Anhang). In diesem Sinne ist auch die negative Korrelation von Al_2O_3 und SiO_2 zu interpretieren, da entsprechend der chemischen Zusammensetzung dieser sekundären Minerale zwar SiO_2 zusammen mit Al_2O_3 , MgO und H_2O^+ diese Mineralphasen hauptsächlich aufbaut, aber gegenüber dem Ausgangsschemismus des Gesteines in geringeren Mengen. " Überschüssiges " SiO_2 kann dann abgeführt werden. Da CaO nur in geringen Mengen in diese sekundären Minerale eingebaut wird, ergibt sich eine ausgeprägte negative Korrelation zu Al_2O_3 . Diese Korrelation kann in Umkehrung der Überlegungen als starker Hinweis darauf gewertet werden, daß Smekтите oder andere chemisch vergleichbare Minerale hauptsächliche Umwandlungsprodukte waren. Es muß mit Nachdruck darauf hingewiesen werden, daß auch diese sekundäre Mineralogie im Verlauf der weiteren Umwandlung, eventuell unter veränderten Temperaturbedingungen und der nachfolgenden Metamorphose so weit überprägt sein kann, daß eine Entschlüsselung der Mineralreaktionen aufgrund geochemischer Daten nicht möglich ist. Auch eine petrographische Bearbeitung kann nach der metamorphen Umbildung der Minerale keinerlei Hinweise mehr liefern.

In Analogie zur obigen Erläuterung der Elementbeziehungen zu Al_2O_3 sind auch die Korrelationen gegenüber SiO_2 zu interpretieren. Elemente mit deutlich negativer Korrelation zu SiO_2 (wie z.B. MgO) sind

nicht wesentlicher Bestandteil möglicher SiO_2 - reicher Sekundärminerale. Die positive Korrelation von K_2O , Na_2O und CaO mit SiO_2 sprechen entweder für die Bildung eines sekundären Na - Ca - Silikates mit gewissen Gehalten an K_2O als zweite Hauptphase des sekundären Mineralbestandes oder sind Ausdruck der gemeinsamen Abfuhr bei der Umwandlung.

Eisen wurde vermutlich nicht in großen Mengen zusammen mit Al_2O_3 oder SiO_2 in sekundäre Minerale eingebaut, wie aus den negativen bzw. nicht vorhandenen Korrelationen ersichtlich ist. Am wahrscheinlichsten erscheint, daß die ursprünglich vorhandenen hohen Eisengehalte im Körper nicht homogen verteilt waren (deuterische Konzentration oder Schlierenbildung ?) und uneinheitlichen Veränderungen unterworfen wurden, die nicht von der sekundären Mineralogie, sondern von den physiko - chemischen Bedingungen in den Umwandlungslösungen (Temperatur, Oxidationsgrad) und der Durchflußmenge von hydrothermalen Lösungen durch das Gestein abhingen.

Diese Ausführungen sind in dieser Form nur auf die MIF anzuwenden, da für die MEF wesentlich kompliziertere Umwandlungsvorgänge mit starken Wechseln der Umwandlungsbedingungen angenommen werden müssen.

Da die der Diskussion zugrundeliegenden 42 Analysen von unterschiedlichen Mafitkörpern aus 9 Profilen stammen und 6 Proben aus jeweils einem sehr kleinen Körper, ist damit zu rechnen, daß die Proben ein weites Spektrum von unterschiedlichen Umwandlungsbedingungen repräsentieren. Mangelnde Korrelationen gegenüber Al_2O_3 oder Zr bei Betrachtung aller 42 Analysen schließen also nicht aus, daß in Teilbereichen systematische Veränderungen des primären Stoffbestandes erfolgten.

15.4.3.1. Silizium

Daß SiO_2 im Verhältnis zu Al_2O_3 Veränderungen unterworfen wurde, ist offensichtlich und wurde bereits oben erörtert. Auch daß in der MIF andere Prozesse oder einheitlichere Prozesse abliefen wurde erwähnt. Deutlicher werden diese Unterschiede, wenn man einzelne Profile durch Mafit - Körper betrachtet. Es wird aber auch sichtbar, daß selbst in der MIF der Umwandlungstrend für SiO_2 uneinheitlich verläuft.

Betrachtet man die relativen Änderungen von Si^* gegenüber Al^* , zeigt sich, daß trotz der unterschiedlichen Mobilität des Siliziums in einzelnen Körpern ein erstaunlich klarer Trend besteht, daß sich bei abnehmenden Si^* - Gehalten auch das Verhältnis $\text{Si}^* / \text{Al}^*$ systematisch zu kleineren Werten verändert. Diese Änderung resultiert in einem Korrelationskoeffizienten von 0.91 für alle 42 Proben.

Auch in der Darstellung $\text{Si}^* / \text{Al}^*$ gegen SK^* läßt sich die Abfuhr von SiO_2 bei der Umwandlung nachweisen. Die Stoffabfuhr aus dem Mafit erfolgte unter maßgeblicher Beteiligung des SiO_2 .

15.4.3.2. Titan

Über das Verhalten von TiO_2 bei der Umwandlung mafischer Gesteine gibt es unter den Bearbeitern keine einheitliche Auffassung (vergl. Tab. 15.3). Aufgrund seiner relativ geringen Gehalte in basischen Gesteinen wird TiO_2 bei der Umwandlung keinen starken Veränderungen (in Gew. - %) unterworfen werden. Primäre Inhomogenitäten zusammen mit unvermeidlichen Schwankungen bei der chemischen Analyse tragen dazu bei, die Erfassung von Umwandlungsvorgängen zu erschweren. Dennoch können Veränderungen in einzelnen Profilen (durch Mafitkörper) nachgewiesen werden. Auffallend in einem dieser Profile (B 7330 ff) ist neben der Ähnlichkeit der Verteilung von TiO_2 und CaO im Mafit, daß es eine Zone oberhalb und unterhalb der Mitte des Körpers gibt, in der TiO_2 relativ angereichert wurde.

Eine solche Anreicherung könnte unter Umständen als eine deuterische Konzentration des Titans gedeutet werden. Da auch für das Eisen eine deuterische Konzentration möglich erscheint (siehe unten) wäre zu erwarten, daß sich eine Beziehung dieser beiden Elemente bezüglich der Gehalte und Verteilungen in den Mafit - Körpern ergeben sollten. Solche Beziehungen sind jedoch nicht zu beobachten, möglicherweise aufgrund der unterschiedlichen Mobilisierbarkeit der beiden Elemente bei der Umwandlung, d.h. während Eisen sehr stark mobilisiert wurde, könnte TiO_2 die ursprüngliche Verteilung repräsentieren. Ob allerdings die Mafitkörper eine ausreichende Größe hatten, um (trotz der hohen Eisengehalte) so deutliche Unterschiede in den Titan - Gehalten (vergl. Analysen B 7330 bis B 7343) aufgrund einer deuterischen Konzentration

zu erzeugen, ist sehr fraglich.

Eine zweite Möglichkeit zur Erklärung der Verteilung von TiO_2 im Mafit muß als wahrscheinlicher angenommen werden. Sie setzt die Mobilisierung und Rekonzentration in Teilbereichen voraus. Eine solche Mobilisierung könnte bei Anwesenheit hoher CO_2 - Gehalte möglich sein (HYNES 1980), auch wenn CO_2 - reiche hydrothermale Lösungen dazu tendieren, wenig Titan zu enthalten (BOSTRÖM et al 1976) und würde die Ähnlichkeit der Verteilung von TiO_2 , CaO (und auch CO_2 mit Einschränkungen) im Profil B 7330 ff erklären.

Für die allgemeine Mobilisierbarkeit von Titan spricht die Korrelation von 0.95 zwischen dem $\text{Ti}^* / \text{Al}^*$ - Verhältnis und Ti^* , die für eine sehr einheitliche Mobilität unter allen Umwandlungsbedingungen in Riihilahti spricht.

Völlig anders ist die Beziehung zwischen dem $\text{Ti}^* / \text{Al}^*$ - Verhältnis und SK^* . Es ergibt sich eine diffuse Punktwolke (Korrelationskoeffizient 0.37), die für die Gesamtheit der Proben betrachtet, ein sehr uneinheitliches Abfuhr- bzw. Zufuhr - Verhalten des Titans aufzeigt. Ein allgemein gültiger Trend im Verhalten des Titans bei der Umwandlung ist also selbst im Bereich von Metern nicht gegeben. Im allgemeinen wird jedoch die Abfuhr des Titans (wie z.B. im Profil B 8926 - B 8929) eher die Regel als die Ausnahme darstellen, auch wenn in der MEF eine Interpretation der Punktlagen nicht möglich ist.

Als Konsequenz ergibt sich, daß Titan im vorliegenden Fall zwar geringen, aber unsystematischen Veränderungen unterworfen wurde, die in Teilbereichen eine Abfuhr mit anschließender Anreicherung in anderen Teilbereichen bewirkte. Titangehalte sind somit im Falle des Mafits von Riihilahti für die Klassifikation nach geochemischen Gesichtspunkten nur mit Vorsicht zu verwenden (siehe Kap. 20).

15.4.3.3. Eisen

Eisen zeigt eine deutlich negative Korrelation gegenüber SiO_2 und eine nur angedeutete Korrelation gegenüber Al_2O_3 in der MEF bzw. keine in der MIF.

Erstaunlicherweise ergibt sich zwischen dem Eisengehalt und dem Schwefelgehalt der MIF keine Korrelation, obwohl Pyrrhotin wichtiger Be-

standteil des Gesteins ist. Die Überlagerung dieser Beziehung durch den hohen Anteil an jetzt oxidisch gebundenem Eisen ist dafür verantwortlich zu machen. In der MEF ergibt sich sogar eine negative Korrelation zwischen Eisen und Schwefel (siehe Kap. 15.4.3.10).

Aus der negativen Korrelation zu SiO_2 und CaO läßt sich schließen, daß entweder Eisen bei der Umwandlung zugeführt wurde (z.B. als Sulfide), Eisen residual angereichert wurde oder Eisen auch in sehr kleinen Körpern deuterisch konzentriert werden konnte.

Da Eisen mit SiO_2 negativ korreliert ist, sollte sich bei einer Zufuhr von Eisen in sulfidischer Form auch eine Korrelation zwischen SiO_2 und Schwefel ergeben. Da eine solche Korrelation nicht zu beobachten ist, kann ein solcher Vorgang keinen wesentlichen Einfluß auf den Gehalt an Eisen gehabt haben (vergl. Kap. 15.4.3.10).

Gleichgültig auf welche Art die Eisengehalte bei der Umwandlung verändert wurden, auf jeden Fall wäre mit einer systematischen Beziehung zu Al_2O_3 zu rechnen, bei einer residualen Anreicherung in stärkerem Maße als bei einer hydrothermalen Zufuhr, wo im Extremfall eine statistische Relation zu Al_2O_3 möglich ist.

Berechnet man aufgrund der Schwefelgehalte den maximal als Sulfid gebundenen Eisenanteil (siehe Kap. 10), sollten sich die möglichen Überlagerungen der Umwandlungseinflüsse auf das sulfidisch gebundene (FeSul), bzw. nicht sulfidisch gebundene Eisen (FeOx) trennen lassen. Für FeSul gelten im wesentlichen die gleichen Beobachtungen wie für Schwefel (siehe Kap. 15.4.3.10). Sie werden deshalb im folgenden nicht ausgeführt.

Für FeOx ergibt sich in der MIF zu SiO_2 eine etwas weniger gut ausgeprägte Korrelation von $r = -0.72$ (verglichen mit dem Korrelationskoeffizienten des Gesamteisengehaltes von -0.74) und in der MEF sogar von nur $r = -0.37$. Die geringere negative Korrelation in der MEF ist ein Hinweis auf die uneinheitliche Anreicherung von FeOx gegenüber SiO_2 , verglichen mit MIF. Sie wird bedingt durch unterschiedliches Verhalten des Eisens in Teilbereichen (eventuell bedingt durch Änderungen der Oxidationsbedingungen auf engem Raum), die unterschiedliche Mobilität von SiO_2 (Einfluß des Glasanteils und der sekundären Mineralogie) und der daraus resultierenden Unterschiede in den Anreicherungsfaktoren von Eisen gegenüber SiO_2 .

Gegenüber Al_2O_3 ergibt sich für FeOx in der MEF eine etwas bessere Korrelation ($r = 0.37$) als in der MIF ($r = 0.27$). Die nur sehr

schwach angedeuteten Korrelationen zu Al_2O_3 lassen zwar keine fundierte Aussage zu, könnten aber in Richtung einer geringen Tendenz gedeutet werden, daß das FeOx zusammen mit Al_2O_3 angereichert wird und daß diese Tendenz in der MEF etwas stärker ausgeprägt ist als in der MIF, was die Beobachtung der Korrelation mit SiO_2 unterstreicht (vergl. auch Kap. 15.4.3.4).

Aufgrund der unterschiedlichen Anteile an FeSul ist es nicht verwunderlich, daß sich im Diagramm Gesamteisen* / Al^* gegen Gesamteisen* lediglich eine Korrelation von $r = 0.71$ für alle 42 Proben ergibt. Betrachtet man nur FeOx, verbessert sich die Korrelation auf $r = 0.88$ für den mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht zugeführten Eisenanteil. Man kann diese Korrelation als ein Zeichen für ein relativ einheitliches Verhalten des Eisens bei der Umwandlung werten. Wie zu erwarten, ergibt sich in den Einzelprofilen, bedingt durch spezielle Umwandlungsbedingungen, Unterschiede im Verhalten des Eisens.

In der MEF ergibt sich ein Korrelationskoeffizient von $r = 0.96$, der als deutlicher Hinweis auf eine sehr einheitliche Mobilität des FeOx bei der Umwandlung im Kontaktbereich des Meerwassers gewertet werden kann. Diese Mobilität (unabhängig vom Grad der Abfuhr) war in der MIF wesentlich uneinheitlicher, wie sich aus dem Korrelationskoeffizienten von $r = 0.79$ ergibt.

Die oben ausgeführten Interpretationen der Korrelationen findet auch bei der Betrachtung von Einzelprofilen ihre Bestätigung. Bei der Betrachtung des Profils B 7330 ff zeigt sich z.B., daß von der Mitte des Körpers ausgehend zum Rand hin eine kontinuierliche Verringerung des Eisengehaltes bei einer gleichzeitigen Verringerung des $\text{FeOx}^* / \text{Al}^*$ - Verhältnisses stattfindet. Diese Abfuhr von FeOx manifestiert sich in einem Korrelationskoeffizienten von 0.92. Im Prinzip stellt sich die Situation in den anderen intrusiven Körpern gleich dar. In der MEF dagegen sind die Beziehungen durch An- und Abreicherungen ohne interpretierbare Systematik sehr unübersichtlich. Zuweilen verringern sich die Gehalte an Eisen bei konstantem Verhältnis zu Al^* , was als Verdünnungseffekt durch die Ausfällung von Karbonaten betrachtet wird.

Betrachtet man das Profil B 7330 ff in der Darstellung $\text{FeOx}^* / \text{Al}^*$ gegen SK^* , zeigt sich auch hier, daß das Eisen ganz offensichtlich an der Abfuhr von Substanz aus dem Mafit in erheblichem Maße mitbeteiligt war, daß jedoch in den äußersten Randpartien die Abfuhr anderer Bestandteile über die des Eisens überwogen. Da diese relativen Anrei-

cherungen zu beobachten sind, in anderen Profilen jedoch sehr deutlich Abfuhren stattfanden, verwundert es nicht, daß sich in der Darstellung aller Proben aus der MIF im Diagramm $\text{FeOx}^* / \text{Al}^* - \text{SK}^*$ keine klare Korrelation ergibt ($r = 0,44$). Betrachtet man jedoch die darstellenden Punkte in diesem Diagramm ist ersichtlich, daß es innerhalb dieser Punkte einen Trend gibt, der die Beteiligung des Eisens an der stofflichen Veränderung des Mafits dokumentiert, indem sich das $\text{FeOx}^* / \text{Al}^* - \text{Verhältnis}$ bei der Abnahme von SK^* verringert.

Rechnerisch ergibt sich für diese Darstellung bei der MEF eine Korrelation von $r = -0,39$, ohne daß ein Trend innerhalb der Punktlagen erkennbar wäre. Die nahezu statistische Verteilung spiegelt also das in Teilbereichen zu beobachtende Verhalten des Eisens in dieser Fazies wider.

Zusammenfassend kann über das Verhalten des Eisens bei der Umwandlung des Mafits folgendes gesagt werden:

Das nicht sulfidisch gebundene Eisen (FeOx) wurde in beiden diskutierten Fazies (MIF, MEF) im Verlauf der Umwandlung mobilisiert und aufgrund unterschiedlicher physiko - chemischer Bedingungen in unterschiedlichem Maße aus dem Mafit abgeführt. In einigen Teilbereichen überwog die Summe aller anderen Abfuhren die des Eisens. In diesen Fällen ist eine residuale Anreicherung des Eisens sicher nachweisbar. Aber auch im Durchschnitt ist mit einer residualen Anreicherung, d.h. der Erhöhung der prozentualen Anteile am Aufbau des Gesteins durch die Abfuhr anderer, in stärkerem Maße abgeführter Elemente, zu rechnen.

Eine Zufuhr wird als unwahrscheinlich angesehen, da sich eine gute Übereinstimmung mit dem Verhalten der anderen, sicher abgeführten Elemente zeigt (siehe unten). Außerdem verändern sich die Eisengehalte und damit auch das Verhältnis zu Aluminium entgegengesetzt dem Grad der Umwandlung. Wäre Eisen zugeführt worden, wäre in den am meisten umgewandelten Teilen mit den höchsten Eisengehalten zu rechnen. Der Mafit hatte also bei der Extrusion sehr hohe Eisengehalte, die sich durch die Umwandlungsvorgänge relativ erhöhten.

Eine "deuterische" Konzentration des Eisens bei der Abkühlung und Kristallisation von Intrusionen und Extrusionen könnte zu einer Verteilung des Eisens führen, wie sie auch durch die Umwandlungsvorgänge hervorgerufen wird. Eine solche Möglichkeit ist zum gegenwärtigen Wissensstand weder zu beweisen, noch zu widerlegen. Es besteht also zumindest eine theoretische Möglichkeit, daß sich in einigen Fällen die Ef-

fekte von Umwandlung und spätmagmatischer Konzentration überlagern. In diesen Fällen würde eine Abschätzung der abgeführten Eisenmenge aufgrund der zu beobachtenden Elementbeziehungen zu hoch ausfallen.

15.4.3.4. Mangan

MnO ist ein untergeordneter Bestandteil des Mafits, der in den beiden Fazien unterschiedliches Verhalten zeigt. Bei der Zusammenfassung aller 42 Analysen existiert zu keinem anderen Element eine ausgeprägte Korrelation. Auch innerhalb der einzelnen Fazien sind kaum klare Korrelationen zu erkennen. In der MIF ist lediglich zum Gesamteisengehalt und FeOx eine Korrelation von jeweils $r = 0.58$ feststellbar. Diese Korrelationen fehlen in der MEF, ein Ausdruck der unterschiedlichen Sensibilität von Eisen und Mangan auf physiko - chemische Bedingungen bei der Umwandlung (siehe unten).

Im gleichen Zusammenhang ist auch die Korrelation von $r = 0.72$ (MEF) mit CO_2 zu sehen. Eine solche Korrelation deutet darauf hin, daß Mangan vor allem als Karbonat (es wurde nur Kalzit beobachtet) gebunden vorliegt. In diesem Fall sollte Mangan in zweiwertiger Form vorliegen. Daraus und aus der residualen Anreicherung des Eisens (siehe Kap. 15.4.3.3), die eine Oxidation vermuten läßt, können die Umwandlungsbedingungen der MEF etwas eingeschränkt werden (siehe unten).

Unabhängig von der faziellen Ausbildung ergibt sich im Diagramm $\text{Mn}^* / \text{Al}^*$ gegen Mn^* eine sehr hohe Korrelation von $r = > 0.9$, die zeigt, daß Mangan unter allen Umwandlungsbedingungen nahezu gleich gut zu mobilisieren war. Die Veränderung des $\text{Mn}^* / \text{Al}^*$ - Verhältnisses beruht aber weniger auf einer starken Abfuhr des Mangans, sondern vielmehr auf der vergleichsweise starken Abfuhr anderer Elemente. Aus der Betrachtung von Einzelprofilen durch den Mafit ist ersichtlich, daß Mangan nur in geringen Mengen mobilisiert (abgeführt) wurde, was zu einer starken Veränderung des Verhältnisses von Mn^* zu Al^* bei nur geringfügigen Änderungen der Mn^* - Gehalte führt. Die Korrelationsgerade in der Darstellung $\text{Mn}^* / \text{Al}^*$ gegen Mn^* steht sehr steil, d.h. die Abfuhr des Mangans ist nur wenig höher als der relative Zuwachs durch die starke Abfuhr anderer Elemente.

So verwundert es auch nicht, daß sich zwischen $\text{Mn}^* / \text{Al}^*$ und der

SK* keine klare Korrelation ergibt ($r = 0.27$ (MIF) und $r = 0.52$ (MEF)). Die positiven Korrelationskoeffizienten zeigen aber, daß Mangan an den Abfuhrungen aus dem Mafit beteiligt war. Versucht man diese Abfuhrungen in Profilen durch extrusive und intrusive Mafitkörper zu kontrollieren, läßt sich dieses Verhalten nur in der MIF nachweisen. Hier zeigt sich aber auch, daß die Abfuhrungen nur in geringem und stark schwankendem Maße erfolgten. In der MEF war kein systematisches Verhalten zu erkennen und es konnte kein Zusammenhang zwischen SK* und dem Verhältnis Mn^* / Al^* beobachtet werden.

15.4.3.5. Magnesium

Anerkanntermaßen spielt das Magnesium bei Umwandlungsvorgängen basischer Vulkanite unter marinen Bedingungen eine wesentliche Rolle. Sei es, daß MgO abgeführt wird oder, wie aus Experimenten und Beobachtungen an natürlich umgewandelten Gesteinen bekannt, bei der Reaktion mit den Umwandlungslösungen aufgenommen wurde (siehe Kap. 15.1, 15.2, 15.3).

Wie aus den als wahrscheinlich anzunehmenden Unterschieden im effektiven Wasser / Gesteins - Verhältnis zwischen der MIF und MEF zu erwarten (vergl. Kap. 15.3), zeigt MgO gegenüber dem als immobil definierten Al_2O_3 in der MIF eine positive Korrelation von $r = 0.64$ (mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit < 0.001), während in der MEF keine Korrelation zu beobachten ist ($r = 0.09$). Die hauptsächlichen Ursachen für diese fehlende Korrelation dürfte die Bindung des Magnesiums an andere Sekundärminerale als in der MIF sein (z.B. Talk ?), sowie der bei allen Elementen zu beobachtende Trend, in der MEF ohne klar entschlüsselbare Systematik, d.h. " inhomogen " verteilt zu sein (siehe dazu auch Kap. 19).

Aus der Korrelation zu Al_2O_3 folgt, daß zumindest in der MIF MgO bei der Umwandlung entweder residual angereichert oder zugeführt wurde. Diese Beziehung wird durch die ausgeprägte Korrelation gegenüber SiO_2 (MIF: $r = - 0.79$, MEF: $r = - 0.68$), sowie K_2O (MIF: $r = - 0.60$, MEF: $r = - 0.73$) und CaO in der MIF ($r = - 0.59$) unterstrichen. Bei allen diesen Elementen kann gezeigt werden, daß sie bei der Umwandlung abgeführt wurden.

Eine residuale Anreicherung ist insofern wahrscheinlich, als Umwandlungsprodukte basaltischer Gesteine bzw. Gläser häufig aus smektit-ähnlichen Mineralen bestehen. In der MEF könnte aber MgO trotz höherem Glasanteil des Gesteins, und deshalb zu erwartendem höheren Smektit - Anteil (bzw. eines chemisch vergleichbaren Minerals), leichter im Meerwasser gelöst werden (Kap. 15.3). Auch die negativen Korrelationen gegenüber SiO_2 sind so interpretierbar. Interessant ist auch eine etwas schwächer ausgebildete positive Korrelation von $r = 0.57$ zwischen den MgO - Gehalten und dem Kristallwasser in der MIF. Diese Korrelationen sind Ausdruck des heute vorliegenden chloritreichen Mineralbestandes. Anhand des Mineralbestandes lassen sich auch einige andere Korrelationen begründen. Neben Chlorit liegt im Mafit heute auch Granat vor, der einen großen Anteil des im Gestein vorhandenen Al_2O_3 bindet. Der Granat ist sehr eisenreich, wie aus Analogiegründen zu den Granatanalysen (siehe Anhang) aus weniger eisenreichen Gesteinen geschlossen werden kann. Der Granatanteil ist bei den Gesteinen der MEF im Durchschnitt höher (siehe Kap. 19), aber meist auf spezielle Partien des Mafits beschränkt. Bei der Bindung des Al_2O_3 an eisenreiche Granate kann sich keine ausgeprägte Korrelation zu MgO einstellen, zumal MgO auch in Karbonaten zu erwarten ist. Die Konzentration von Al_2O_3 in begrenzten Gesteinspartien verhindert, daß sich in der MEF eine Korrelation zwischen MgO und Al_2O_3 ergeben kann. Statt dessen ergibt sich eine höhere Korrelation zwischen Al_2O_3 und dem Eisengehalt.

Auch bei Magnesium sind die Korrelationskoeffizienten im Diagramm $\text{Mg}^* / \text{Al}^*$ gegen Mg^* , für die beiden Fazien getrennt betrachtet, Ausdruck dafür, daß die einzelnen Körper des Mafits unter stark variierenden Bedingungen umgewandelt wurden. Als Folge davon zeigt Magnesium ein uneinheitliches Verhalten bei der Umwandlung. In der MIF ergibt sich ein Koeffizient von $r = 0.54$, in der MEF von $r = 0.77$, d.h. in der MIF zeigt Magnesium ein deutlich uneinheitlicheres Verhalten als in der MEF.

Dieses Verhalten zeigt sich auch bei der Betrachtung von Profilen durch intrusive Körper (z.B. Analysen B 7330 ff). Hier ergeben sich deutliche, jedoch nicht dem allgemeinen Umwandlungstrend entsprechende Schwankungen im $\text{Mg}^* / \text{Al}^*$ - Verhältnis. Entsprechend der Stoffabfuhr wurde Aluminium angereichert, Magnesium zeigt jedoch in Teilbereichen für das $\text{Mg}^* / \text{Al}^*$ - Verhältnis zu hohe Gehalte. Aus der resultierenden negativen Steigung der Korrelationsgeraden für Einzelprofile läßt

sich gemäß der Ausführungen in Kap. 15.4.2 ableiten, daß Magnesium in diesem Gestein primärer Bestandteil war, auch, daß bei der Umwandlung Magnesium aus den Mafitkörpern abgeführt wurde, daß aber eine Anreicherung des Magnesiums von der Mitte der Körper zum Rand hin erfolgte. Diese Anreicherung erfolgte dadurch, daß andere Elemente in solch hohem Maße abgeführt wurden, daß der relative Anstieg der Magnesium - Gehalte durch diese Abfuhr diejenigen von Magnesium gegenüber Aluminium deutlich überstiegen. Bei kleiner werdenden Mg^* / Al^* - Verhältnissen nehmen also die Mg^* - Gehalte zu.

Diese Beobachtungen lassen sich auch in anderen Profilen der MIF bestätigen, während in der MEF die oben ausgeführten Überlegungen bezüglich des Lösens von MgO im Meerwasser angedeutet werden.

Als logische Konsequenz dieser Ausführungen ergibt sich, daß im Diagramm Mg^* / Al^* gegen SK^* keine hohe Korrelation erwartet werden darf und daß sie in der MEF besser sein sollte als in der MIF. Diese Erwartung wird bestätigt durch Korrelationskoeffizienten von 0,58 in der MEF und 0,48 in der MIF.

Diese geringen Korrelationskoeffizienten (besonders in der MIF) unterstreichen die unterschiedlich ausgeprägten relativen Mobilitäten und dadurch bedingt die unterschiedlichen Anteile des Magnesiums an der Gesamt - Stoffabfuhr aus den mafischen Körpern unter den differierenden Umwandlungsbedingungen.

Aus der Interpretation aller Profile durch die Mafitkörper ergab sich in keinem Fall ein Hinweis darauf, daß Magnesium während der Umwandlung des Mafits aufgenommen wurde. Es fand stets eine Abfuhr aus den Körpern statt, die in der MEF deutlich höher war als in der MIF. So ist auch der flache Verlauf der Korrelationsgeraden ($r = 0,92$) im Profil B 7330 ff in der Darstellung Mg^* / Al^* gegen SK^* ein Ausdruck dafür, daß nur ein Teil des Magnesiums an der Gesamtabfuhr von gelöstem Material beteiligt war. Der hohe Korrelationskoeffizient zeigt, daß die Umwandlung in diesem speziellen Körper trotz der Konzentration von Magnesium in kleinen Teilbereichen recht kontinuierlich verlief.

15.4.3.6. Kalzium

Daß CaO bei allen denkbaren Umwandlungsbedingungen in der Natur aus Basalten abgeführt wird, steht außer Frage (vergl. Tab. 15.3). So verwundert es auch nicht , daß es im Mafit von Riihilahti gegenüber Zr und Al_2O_3 deutlichen Veränderungen unterworfen wurde. Die deutlich negative Korrelation mit Al_2O_3 in beiden Fazien ist ein klares Indiz dafür, daß eine starke und kontinuierliche Abfuhr von CaO bei der fortschreitenden Umwandlung des Mafits erfolgte.

Deutlicher als in der MEF, wo die stark variierenden Umwandlungsbedingungen auch das Verhalten des Kalziums bestimmen, sind diese Veränderungen in der MIF zu erkennen, wo sich zu SiO_2 ($r = 0.73$) und zu Al_2O_3 mit $r = - 0.76$ die höchsten Korrelationen ergeben. Auch zu FeOx ($r = - 0.65$), MgO ($r = - 0.59$) und H_2O^+ ($r = - 0.57$) existieren systematische Beziehungen. Diese Beziehungen zwischen CaO einerseits und Al_2O_3 , MgO und H_2O^+ andererseits sollten sich bereits bei der Umwandlung durch die Bildung der Sekundärminerale (Smektite, Chlorite o.ä.), in die CaO nur in sehr geringem Maße eingebaut wird, ausgebildet haben.

Die positive Korrelation zu SiO_2 in der MIF könnte zwei Ursachen haben. Erstens die gemeinsame Tendenz dieser beiden Minerale bei der Umwandlung abgeführt zu werden und zweitens die mögliche Bildung CaO - reicher Minerale zusammen mit SiO_2 (z.B. Zeolithe). Kalziumreiche Minerale sind heute zum großen Teil Karbonate, was sich in einer ange-deuteten Korrelation zu CO_2 in der MEF ausdrückt. Diese Karbonate wurden speziell in den Randzonen der extrusiven Körper im direkten Kontakt mit Meerwasser ausgefällt und führten zur Ausbildung der MKF. Die Ausfällung von Kalzit (dem einzigen röntgendiffraktometrisch nachweisbaren Karbonatmineral in Riihilahti) wird durch die Anwesenheit und Konzentration von Magnesium - Ionen kontrolliert (BISCHOFF 1968, BISCHOFF & FYFE 1968). KATZ (1973) konnte zeigen, daß vor allem das Verhältnis Mg / Ca eine wesentliche Rolle spielt. Nach seinen Untersuchungen kann sich Kalzit nur bilden, wenn das Ionenverhältnis Mg / Ca Werte von ca. 2 unterschreitet. Magnesium war bei der Umwandlung des Mafits nur in geringem Maße an den Abfuhr aus dem Mafit beteiligt (siehe Kap. 15.4.3.5), d.h. die Konzentration in den Lösungen war vermutlich nicht hoch verglichen mit der Konzentration an Kalzium. Diese Bedingung begünstigt die Ausfällung von Kalzit.

Die Korrelationen von $\text{Ca}^* / \text{Al}^*$ mit Ca^* (MIF: $r = 0.98$, MEF: $r = 0.98$) zeigen, daß keine Unterschiede in der Mobilisierbarkeit des Kalziums in den beiden Fazien existieren. In beiden Fällen erfolgte die Mobilisierung sehr einheitlich, auch wenn bei der Betrachtung von Profilen durch den Mafit zu beobachten ist, daß Kalzium immer wieder in Teilbereichen angereichert werden kann (z.B. im Profil B 7330 ff).

Berücksichtigt man diesen Effekt der Zwischenanreicherung, so ist erstaunlich, wie gleichmäßig der Anteil des CaO an den Verlusten des Mafits durch Stoffabfuhr bei der Umwandlung war. In der MIF erfolgte diese Beteiligung, dargestellt als Korrelationskoeffizient im Diagramm $\text{Ca}^* / \text{Al}^*$ gegen SK^* , ebenso einheitlich ($r = 0.67$) wie in der MEF, wo sich ein Korrelationskoeffizient von 0.68 errechnet.

Zusammenfassend läßt sich über Kalzium sagen, daß es trotz der Tendenz, im Zentimeter- bzw. Dezimeterbereich ungleichmäßig verteilt zu sein, unter allen im untersuchten Fall möglichen Bedingungen in vergleichbarem Maße mobil war und einen wesentlichen Teil zu den Veränderungen des Stoffbestandes durch Abfahren beigetragen hat.

15.4.3.7. Natrium

Natrium ist ein weiterer untergeordneter Bestandteil des Mafits von Riihilahti und zeigt eine negative Korrelation zu Al_2O_3 . Diese Korrelation ist in der MIF deutlicher ausgeprägt ($r = - 0.46$) als in der MEF ($r = - 0.31$). Beide Korrelationskoeffizienten sind zu niedrig, um signifikant zu sein, ein Unterschied der Korrelationen wäre jedoch aufgrund der leichteren Bildung Na_2O - haltiger Minerale (z.B. Zeolithe) unter den Bedingungen der Umwandlung im Kontakt mit Meerwasser (vergl. BASS 1976) zu erwarten. Da diese Minerale das Natrium bei der Umwandlung zurückhalten und gleichzeitig im Gestein inhomogen verteilen, ergäbe sich zwangsläufig eine schlechtere Korrelation zu Al_2O_3 . Auch die positive Korrelation zu SiO_2 , die in der MEF sehr viel deutlicher zutage tritt (MIF: $r = 0.44$, MEF: $r = 0.68$) läßt sich in diesem Sinne interpretieren.

Da Natrium im Diagramm $\text{Na}^* / \text{Al}^*$ gegen Na^* in der MIF einen Korrelationskoeffizienten von 0.97 erreicht und in der MEF sogar von 0.99, kann ausgesagt werden, daß mit Unterschieden in der Mobilität des Natriums auch in Teilbereichen nicht zu rechnen ist. Diese Erwartung

wird bei der Betrachtung von Teilprofilen voll beteiligt.

Aufgrund seiner geringen Gehalte ist Natrium nicht in hohem Maße an der Abfuhr aus dem Mafit beteiligt. Daß es auch nicht sehr gleichmäßig bei der Umwandlung abgeführt wurde, manifestiert sich in der nur schwachen Korrelation ($r = 0.50$) für die MIF bei der Darstellung $\text{Na}^* / \text{Al}^*$ gegen SK^* . Das $\text{Na}^* / \text{Al}^*$ - Verhältnis schwankt in hohem Maße (unabhängig von SK^*) und unterstreicht die inhomogene Verteilung des Natriums, die durch die, absolut betrachtet, niedrigen Gehalte begünstigt wird. In Teilprofilen der MIF ist zu beobachten, daß Natrium stets an der Abfuhr beteiligt war, daß aber der relative Anteil an der Veränderung gering ist und stark schwankt.

Etwas einheitlicher erscheint das Bild in der MEF, wo sich ein Korrelationskoeffizient von 0.55 ergibt. Daß hier Natrium eventuell systematischer an der Abfuhr beteiligt war, kann jedoch nicht in Teilprofilen kontrolliert werden. In Profilen durch extrusive Körper ist nicht zu rekonstruieren, wie sich der Verlauf der Umwandlung auswirkte, da SK^* und das $\text{Na}^* / \text{Al}^*$ - Verhältnis auf engstem Raum sehr stark schwanken.

15.4.3.8. Kalium

Bei experimentellen Untersuchungen über die Umwandlung von Basalten durch heiße Lösungen wurde stets beobachtet, daß Kalium im Verlauf der Umwandlung aus dem Gestein entfernt wurde (siehe Kap. 15.2). Die Untersuchungen bei niedrigeren Temperaturen befinden sich im Einklang mit Beobachtungen aus der Natur, daß Kalium bei niedrigtemperierter Umwandlung von Basalten aus den Umwandlungslösungen aufgenommen wird.

Da im Mafit von Riihilahti Kalium mit dem aus dem Mafit in hohem Maße abgeführten SiO_2 positiv korreliert ist, sollte der Mafit bei erhöhten Temperaturen umgewandelt worden sein. Diese Korrelation ist in der MIF mit $r = 0.53$ gegenüber der MEF mit $r = 0.66$ zwar zahlenmäßig kleiner, aufgrund der unterschiedlichen Probenzahlen aber mit einer vergleichbaren Irrtumswahrscheinlichkeit behaftet. Gegenüber Al_2O_3 ist in beiden Fazien keine klare Korrelation zu beobachten (MIF: $r = -0.40$, MEF: $r = -0.22$), was zwar ohne Bedeutung für das Verhalten im Bezug auf die Mobilität des Kaliums ist, aber ein sehr uneinheitliches Verhalten bei der Abfuhr des Kaliums erwarten läßt.

Aufgrund der sehr hohen Korrelation im Diagramm K^* / Al^* gegen K^* von $r = 0.93$ (MIF) bzw. $r = 0.98$ (MEF) läßt sich für den Mafit postulieren, daß es keine Bereiche gab, in denen das Kalium vom Trend abweichende Mobilisierbarkeiten zeigte.

In der Darstellung K^* / Al^* gegen SK^* ergibt sich in der MIF eine Korrelation mit $r = 0.44$, die aufgrund des positiven Vorzeichens besagt, daß Kalium, wenn auch uneinheitlich, bei der Verminderung des Stoffbestandes im Verlauf der Umwandlung beteiligt war. Diese Aussage wird auch in Teilprofilen bestätigt, jedoch wird die Aussagekraft dadurch eingeschränkt, daß die Abfuhr von Kalium so gering war (oder so einheitlich hoch), daß nur minimale Veränderungen im Verhältnis zu Aluminium bestehen und es dadurch oft schwerfällt zu entscheiden, ob überhaupt ein Unterschied zwischen zwei Proben besteht, in welche Richtung eine Veränderung erfolgte und ob die beobachteten Unterschiede nicht auf große relative Fehler bei der Bestimmung des Kaliums im Bereich nahe der Nachweisgrenze zurückzuführen sind. Als Beispiel sei das Profil B 7330 - B 7343 aufgeführt, in dem ein ziemlich einheitliches K^* / Al^* - Verhältnis besteht und die Schwankungen relativ gering sind.

Da praktisch alle Proben der MIF sehr geringe Kalium - Gehalte aufweisen (vergl. Kap. 18) drängt sich die Frage auf, ob diese Gehalte wirklich nur in geringem Maße veränderte primäre Gehalte darstellen, oder ob alle Mafit - Körper durch die Umwandlungslösungen gänzlich ausgelaugt wurden, d.h. daß Kalium (ebenso wie Natrium) aufgrund seiner einheitlichen Mobilität bis auf minimale Reste entfernt wurde. Eine so hochgradige und gleichmäßige Abfuhr ist im Vergleich mit Literaturangaben (siehe Tab. 15.3) nicht wahrscheinlich. Die Entstehung der ausgezeichneten Korrelation der Darstellung K^* / Al^* gegen K^* ist dahingehend zu interpretieren, daß die Veränderungen der Kalium - Gehalte auch bei unterschiedlicher Mobilität so gering waren, daß nur minimale Änderungen im Verhältnis zu Al^* resultierten.

In der extrusiven Fazies liegen gänzlich andere Verhältnisse vor. Bei ca. 45 % der analysierten Proben aus der MEF liegen die K^* / Al^* - Verhältnisse höher als der höchste Wert in der MIF. Ebenso wie bei Natrium ist bei Kalium in der MEF ein sehr uneinheitliches An- und Abreicherungsverhalten auf engstem Raum zu beobachten. Die Verhältnisse sind jedoch zu komplex, sodaß auch für Kalium das Verhalten im Detail nicht rekonstruierbar ist. Für die Proben mit den höchsten K^* / Al^* - Verhältnissen kann angenommen werden, daß Kalium wenn nicht aus dem Meer-

wasser aufgenommen, dann zumindest angereichert oder in erheblich geringerem Umfang abgeführt wurde. Daraus resultiert eine nahezu statistische Beziehung zwischen K^* / Al^* und SK^* . Leider ist es aufgrund des unsystematischen Verhaltens aller Elemente in der MEF nicht möglich eine Aussage darüber zu treffen, ob Kalium tatsächlich aus dem Meerwasser aufgenommen wurde. Einzige Indizien sind der höhere Durchschnittsgehalt und das durchschnittlich höhere Verhältnis zu Aluminium verglichen mit der MIF.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß Kalium, ebenso wie Natrium, nur in sehr geringen absoluten Mengen aus dem Mafit abgeführt wurde, da beide Elemente im Ausgangsgestein in nur niedrigen Konzentrationen vorhanden waren. Es drängt sich der Eindruck auf, daß Kalium in noch geringeren Mengen als Natrium aus dem Mafit entfernt wurde. Es erscheint klar (trotz der oben ausgeführten Einschränkungen), daß Kalium bei der Umwandlung der MEF aus dem Meerwasser aufgenommen wurde. Diese Interpretation steht im Einklang mit experimentellen Untersuchungen und Beobachtungen aus der Natur. Die Kaliumgehalte sind somit nur beschränkt für die Klassifikation des Mafits verwertbar.

15.4.3.9. Phosphor

Apatit ist ein häufiges Mineral im Mafit von Riihilahti. Es ist deshalb zu erwarten, daß sich, aufgrund einer fehlenden mineralogischen Beziehung von P_2O_5 zu einem der anderen Hauptbestandteile, außer Kalzium keine Korrelation mit höherer Signifikanz ergibt. Daß sich auch gegenüber Al_2O_3 keine systematische Beziehung erkennen läßt, legt den Schluß nahe, daß Phosphor bei der Umwandlung mobilisierbar war und abgeführt wurde.

Für die Mobilisierbarkeit des Phosphors lassen sich in den beiden Fazien nur minimale Unterschiede erkennen. In beiden Fällen ergibt sich zwischen P^* / Al^* und P^* eine Korrelation mit $r = 0.95$. Diese gute Übereinstimmung in den beiden, in ihren Umwandlungsbedingungen deutlich unterschiedlichen Fazien zeigt, daß Phosphor unabhängig von den lokal herrschenden Umwandlungsbedingungen in nahezu konstantem Ausmaß mobilisierbar war.

Auch in Teilprofilen (z.B. B 7330 ff) zeigt sich, daß die Verände-

rung der Phosphorgehalte beeinflußt wurde. Auffällig in diesem speziellen Profil ist, daß von der Mitte des Körpers zum Rand hin die Gehalte an Phosphor und damit das Verhältnis P^* / Al^* abnimmt, daß aber in den äußersten Zonen eine Erhöhung der Phosphor - Gehalte stattfindet, die jedoch einen nur geringen Einfluß auf das Verhältnis zu Aluminium hat. Diese Beobachtung wird dahingehend interpretiert, daß Phosphor mit zunehmendem Umwandlungsgrad stärker abgeführt wurde, in den äußersten Randbereichen aber in geringerem Maße als die meisten anderen Elemente, woraus eine relative Anreicherung resultiert.

In allen anderen Profilen durch Mafit - Körper, besonders in denen der MEF, lassen sich keine klaren Aussagen darüber machen, inwieweit Phosphor ab- oder angereichert wurde, da ein Wechsel auf engem Raum (möglicherweise als Folge der guten Mobilisierbarkeit) die Regel ist. Daß in einigen Teilbereichen die Phosphor - Gehalte und ihr Verhältnis zu Aluminium keine erkennbare Systematik zeigen, kann aber auch dahingehend interpretiert werden, daß Phosphor in einigen Mafit - Körpern bei der Eruption inhomogen verteilt war und somit schwankende Verhältnisse zu Al_2O_3 zeigte.

Aufgrund der geringen Gehalte des Phosphors ist damit zu rechnen, daß die Absolutmengen an abgeführtem Phosphor gering waren. Ein Hinweis für diese Auffassung ergibt sich aus der nur angedeuteten Korrelation ($r = 0.40$) für alle 42 Proben in der Darstellung von P^* / Al^* gegen SK^* . Bei den Proben der MIF kann aus dem Korrelationskoeffizienten 0.36 geschlossen werden, daß sich die Phosphorgehalte bei einer Änderung von SK^* nicht sehr systematisch veränderten.

In der MEF zeigt sich ein etwas anderes Bild. Es errechnet sich ein Korrelationskoeffizient von 0.56, der zwar nicht signifikant ist, aber doch als Hinweis gewertet wird, daß in der MEF tatsächlich ein stärkerer Trend existiert, daß Phosphor an der Stoffabfuhr (in wechselnden Mengen) beteiligt war.

Da ersichtlich ist, daß Phosphor in hohem Maße mobilisierbar war und Schwankungen im Verhältnis zu Aluminium zu beobachten sind, ist nicht auszuschließen, daß Phosphor in großen Bereichen der MIF nicht abgeführt wurde, sondern die Umwandlung des Mafits im Bezug auf Phosphor im Meterbereich isochemisch verlief. Diese Vermutung läßt sich zwar für das Profil B 7330 ff widerlegen, da hier ein deutlicher Zusammenhang zwischen P^* / Al^* und SK^* besteht, der sich in einem Korrelationskoeffizienten von 0.62 ausdrückt (siehe oben), sie erhält jedoch eine

Bestätigung in anderen Profilen. Im Profil B 8926 - B 8929 wird z.B. deutlich, daß mit wachsendem Umwandlungsgrad die P^* / Al^* - Verhältnisse nur geringfügig um einen konstanten Wert schwanken.

Welche Faktoren dafür verantwortlich sind, daß P_2O_5 in manchen Fällen abgeführt, in anderen aber nur umgelagert wurde, ist unklar.

15.4.3.10. Schwefel

Das Verhalten des Schwefels ist deshalb besonders interessant, weil die Frage besteht, ob Schwefel primärer Bestandteil des Mafits war, oder ob die Schwefelgehalte epigenetisch zugeführt wurden. Wenn Schwefel die gleichen Verteilungsmuster zeigt wie andere, aus dem Mafit abgeführten Elemente, kann das als Beweis dafür gelten, daß die Schwefel - Gehalte des Mafits syngenetisch sind.

Schwefel zeigt weder gegenüber SiO_2 noch Al_2O_3 eine deutliche Korrelation. Lediglich gegenüber H_2O^+ deutet sich in der MIF eine Beziehung mit einem Korrelationskoeffizienten von - 0.49 dahingehend an, daß Schwefel bei der Umwandlung und der damit verbundenen Wasseraufnahme abgeführt worden sein könnte.

Die negative Korrelation von Schwefel mit dem Gesamteisengehalt ($r = - 0.58$) und FeOx ($r = - 0.86$) in der MEF könnte ebenfalls darauf hindeuten, daß bei der Umwandlung des Mafits unter etwas höher oxidierenden Bedingungen Eisen in oxidierte Form residual angereichert wurde, während Schwefel abgeführt wurde (vergl. ANDREWS 1979).

Untersucht man die relativen Änderungen von Schwefel gegenüber Aluminium im Diagramm S^* / Al^* gegen S^* , wird deutlich, daß das Verhalten des Schwefels bei der Umwandlung sehr einheitlich war (MIF: $r = 0.94$, MEF: $r = 0.97$). Der geringfügig niedrigere Korrelationskoeffizient in der MIF deutet auf nur unbedeutende Unterschiede zwischen den Mobilitäten des Schwefels in einzelnen Mafit - Körpern hin.

Im Profil B 7330 ff, in dem bereits für andere Elemente gezeigt werden konnte, daß der Umwandlungsgrad und damit die Elementabfuhr von der Mitte zum Rand systematisch zunimmt, ist klar ersichtlich, daß sich bei einer Verringerung des Schwefelgehaltes auch das Verhältnis zu Al^* systematisch verändert. Schwefel wurde also gegenüber Aluminium entsprechend dem allgemeinen Umwandlungstrend abgeführt. Diese Ver-

änderung erfolgt in relativ gleichmäßiger Form, wie der Korrelationskoeffizient von 0.84 zeigt.

Nicht anders sieht es im Profil B 8926 ff aus, wo vom Hangenden zum Liegenden ein abnehmender Umwandlungsgrad erkennbar ist. Der Schwefelgehalt zeigt eine fast lineare Abhängigkeit zum S^* / Al^* - Verhältnis mit $r = 0.97$.

In Profilen durch die MIF ist immer wieder zu beobachten, daß entweder ganz im Hangenden oder ganz im Liegenden eine Erhöhung der Schwefel - Gehalte stattfand, ohne daß das Verhältnis S^* / Al^* davon beeinflusst wird. Diese Anreicherung von Schwefel erfolgte zusammen mit einer entsprechend großen Menge von Aluminium, d.h. es erfolgte eine verstärkte Umwandlung, von der Schwefel nicht betroffen war. Ein Beispiel für ein solches Verhalten bietet das Profil B 8926 ff, wo vom Liegenden zum Hangenden eine kontinuierliche Abnahme von SK^* erfolgt, und in dem sich gleichzeitig und systematisch S^* / Al^* verändert, im hangendsten Bereich aber konstant bleibt. Dort verringert sich aber SK^* weiter, d.h. während im liegenden Teil Schwefel in relativ hohem Maße an der Gesamtabfuhr beteiligt war, verringert sich dieser Anteil zum Hangenden. Hier ergibt sich ein Unterschied zum Profil B 7330 ff.

Im Profil B 7330 ff durch einen weiteren intrusiven Mafit - Körper verändert sich SK^* , von der Mitte des Körpers (Probe B 7335) ausgehend, zum Rand hin sehr einheitlich. Gleichzeitig ist eine kontinuierliche, wenn auch geringe, Veränderung von S^* / Al^* zu niedrigeren Werten hin zu beobachten. Diese Beobachtung belegt, daß im Rahmen der allgemeinen Abfuhr von Elementen Schwefel ebenfalls abgeführt wurde, daß der Anteil des Schwefels in diesem Profil aber nur einen geringen Anteil an der Gesamtmobilisation hatte. Möglicherweise aufgrund der Größe ergibt sich also hier im Gegensatz zum Profil B 8926 ff (siehe oben) ein symmetrisches Bild der Abfuhr von Schwefel.

Bei den Proben aus der MEF ist das Verhalten des Schwefels uneinheitlicher. Zu- und Abfahren ohne erkennbare Systematik auf kurze Distanz sind die Regel. Häufig weisen auch hier die hangendsten Partien die höchsten Schwefelwerte auf, z.T. ohne daß S^* / Al^* davon betroffen wäre (siehe oben). Die Tatsache, daß in der MEF 2 Analysen deutlich höhere Verhältnisse zeigen als es den Maximalwerten aus der MIF entspricht, läßt vermuten, daß es im extrusiven Bereich entweder zu einer Umlagerung und Konzentration des Schwefels kam, oder daß es eine weitere Quelle für Schwefelzufuhren (z.B. subaquatische Exhalationen) gab.

Auch eine metamorphe Mobilisation und Konzentration von Sulfiden kann nicht vollständig ausgeschlossen werden.

Überprüft man die Veränderung des S^* / Al^* - Verhältnisses bei der Änderung von SK^* unabhängig von einzelnen Teilprofilen, werden Unterschiede zwischen den Fazien sichtbar. Innerhalb der MIF - Proben gibt es eine (angedeutete) Korrelation von $r = 0.47$, die dahingehend zu interpretieren ist, daß im Durchschnitt zwar eine Tendenz besteht, bei der allgemeinen Stoffmobilisation aus dem Mafit auch Schwefel zu transportieren und damit das Verhältnis S^* / Al^* zu verringern, daß dieses Verhalten aber nicht sehr einheitlich ist.

Im Gegensatz dazu fällt bei den Analysen aus der MEF auf, daß die Korrelation besser ausgeprägt ist ($r = 0.58$), ohne daß die Beziehung signifikant wäre. Die Korrelationsgerade in dieser Darstellung verläuft sehr viel steiler als in der MIF, d.h. der Anteil an abgeführtem Schwefel war in der MEF niedriger (siehe oben).

Aus der Beschreibung über das Verhalten des Schwefels läßt sich somit feststellen, daß Schwefel entweder primärer Bestandteil des Mafits war, oder dem Körper in einem sehr frühen Stadium, noch vor der allgemeinen Umwandlung zugeführt wurde. Ein solcher Prozess ist aber nicht denkbar, da die Umwandlungsvorgänge sofort nach der Eruption eingesetzt haben sollten.

Im Verlauf der Umwandlung wurde Schwefel ebenso wie alle anderen Hauptelemente im Mafit mobilisiert und randlich relativ zu Aluminium abgeführt.

Eine prinzipiell andere Erklärung für das Auftreten der hohen Schwefelgehalte als Zufuhr während der allgemeinen Umwandlung und Abfuhr von Elementen muß aufgrund der systematischen Verteilung mit Maximum in der Mitte der Mafit - Körper (Profil B 7330 - B 7343) bzw. der systematischen Abnahme zum Hangenden (Profil B 8926 - B 8929) und der guten Übereinstimmung mit allen anderen Umwandlungserscheinungen abgelehnt werden. In einem solchen Fall müßten die Umwandlungslösungen Lieferant für die Schwefelgehalte gewesen sein und die Schwefelgehalte müßten proportional dem Umwandlungsgrad im Gestein verteilt sein.

Die obige Diskussion läßt nur einen Schluß zu : **Schwefel war primärer (d.h. syngenetischer) Bestandteil des Mafits.**

15.4.3.11. Kohlenstoff

Für die Kohlenstoffgehalte (als Graphit) im Mafit existiert das gleiche Problem wie für die Schwefelgehalte. Auch hier ist die Frage, ob der Graphit primärer Bestandteil des Mafits war, oder ob er epigenetisch zugeführt wurde, von großer Wichtigkeit für genetische Betrachtungen, wie sie in Kapitel 21 ausführlich diskutiert werden.

Kohlenstoff in der Form von Graphit sollte bei der Umwandlung im marinen Milieu (diese Bedingungen werden für die MEF angenommen), d.h. bei Temperaturen von 25° C und darunter nicht mobil sein und deshalb angereichert werden. Für die MIF muß diese Aussage etwas eingeschränkt werden, da hier möglicherweise erhöhte Temperaturen bei der Umwandlung angenommen werden müssen (vergl. Kap. 15.4.3.8 und Kap. 18). Diese Bedingungen und ihr Einfluß auf die zu beobachtenden Korrelationen werden im weiteren Verlauf ausführlich diskutiert.

Die makroskopisch sichtbare " Inhomogenität " des Gesteins im Bezug auf Graphit durch die Ausbildung von Graphitnestern (bis > 1 cm Größe) ist für die Interpretation der Beziehungen zu anderen Elementen als Ausdruck von Umwandlungsvorgängen ohne Bedeutung, da durch die Mittelung der chemischen Zusammensetzung über größere Bereiche diese Nesterbildung für die Analysen ausgeglichen wird.

Da Kohlenstoff in elementarer Form vorliegt und zu keinem der anderen Hauptelemente eine mineralogische Beziehung aufweist, müssen alle Elementbeziehungen als Ausdruck der von sekundären oder metamorphen Mineralbildungen unberührten Veränderungen der Kohlenstoffgehalte angesehen werden. Gegenüber den mit Sicherheit aus dem Mafit abgeführten Elementen Silizium und Kalzium zeigt der Kohlenstoff erwartungsgemäß deutlich negative Korrelationen (siehe Korrelationsmatrizes im Anhang), die in der MIF aufgrund einheitlicherer Umwandlungsvorgänge klarer ausgeprägt sind.

Gegenüber Al_2O_3 ergeben sich keine deutlichen Korrelationen (MIF: $r = 0.23$, MEF: $r = 0.48$), was im Falle der MIF dahingehend zu interpretieren ist, daß bei der Anreicherung von Al_2O_3 im Verlauf der Umwandlung das Verhältnis zu Kohlenstoff trotz möglicherweise erhöhter Temperatur keinen deutlichen Veränderungen unterworfen wurde und die beiden Elemente keine primäre (magmatische) systematische Beziehungen zueinander aufwiesen.

Analog ist auch der Korrelationskoeffizient in der MEF zu beurtei-

len, jedoch mit der Einschränkung, daß hier eine nachfolgende Überprägung bei der Metamorphose (siehe unten) eine ausgeprägtere Wirkung zeigen mußte.

Die deutliche Korrelation mit dem Gesamteisengehalt in der MIF ($r = 0.82$) dürfte trotz der starken Abfuhr von Eisen bei der Umwandlung und der metamorphen Veränderung der Kohlenstoffgehalte (siehe unten) Rest einer primären magmatischen Korrelation sein, die wichtige Rückschlüsse auf die Oxidationsbedingungen im Mafit und die Genese der Erzgehalte zuläßt (vergl. Kap. 21). In der MEF wird die Beziehung zu Eisen durch die Umwandlungsvorgänge so stark überprägt, daß sich nur noch ein Korrelationskoeffizient von 0.47 ergibt.

In der Darstellung des Verhältnisses C^* / Al^* gegen C^* ergibt sich in beiden Fazien eine ausgezeichnete Korrelation mit $r = 0.93$ (MIF) und $r = 0.94$ (MEF). Diese hohen Korrelationskoeffizienten zeigen, daß in beiden Fazien systematische Beziehungen zwischen den Kohlenstoffgehalten und dem Gehalt an Aluminium als Ausdruck des Umwandlungsgrades besteht. Da Aluminium als immobil angesehen wird, sollte sich das Verhältnis zu Kohlenstoff nicht verändern, wenn die Graphitgehalte keinen Veränderungen unterworfen worden wären.

Es erhebt sich die Frage, ob diese hohen Korrelationskoeffizienten durch Veränderungen bei der (submarinen) Umwandlung oder bei der Regional - Metamorphose entstand.

Um eine Veränderung der Kohlenstoffgehalte bei der Umwandlung zu ermöglichen, wäre für einen der denkbaren Prozesse als Voraussetzung anzunehmen, daß der Graphit im Mafit von Riihilahti metamorphen Ursprungs ist und eine kohlenstoffreiche Phase (Kohlenwasserstoffe ?) primärer Bestandteil war, die bei der Umwandlung abgeführt werden konnte, aber gleichzeitig in so geringem Maße flüchtig war, daß in der MIF durchschnittlich ca. 1.3 Gew. - % Kohlenstoff verbleiben konnten. Solche schwerflüchtigen Kohlenwasserstoffe sind aber weder beschrieben (siehe BVSP 1981), noch bei magmatischen Temperaturen möglich, weil höhere Kohlenwasserstoffe bei Maximaltemperaturen von 400° bis 500° C zerfallen (" cracken ") (vergl. WINKLER 1976). Es muß also angenommen werden, daß Graphit bereits bei der Umwandlung vorlag.

Andere Erklärungsmöglichkeiten für Kohlenstoffabfuhr bei der Umwandlung sind zeitlich in der spätmagmatischen Phase anzusiedeln, d.h. bei oder kurze Zeit nach der Intrusion bzw. Extrusion des Mafits. Dabei konnte es zu einer randlichen Erhöhung der Sauerstoff - Fugazität

durch Austausch mit den frischen Sedimenten oder dem Meerwasser kommen, die bei den hohen Temperaturen ausreichte, einen Teil des vorhandenen Kohlenstoffs zu oxidieren und zu entgasen(siehe Abb. 21.1 und Kap. 21).

Dieser Prozess könnte parallel mit einer frühen und dadurch sehr hochtemperierten Phase der hydrothermalen Umwandlungen abgelaufen sein (NIKOLAYEVA & GERMANOV 1972). Oder aber die Lösungen müßten bei hohen Temperaturen so reduzierend gewesen sein, daß aus Kohlenstoff durch die Reaktion mit Wasserstoff CH_4 , C_2H_6 o.ä. entstehen konnte (vergl. HUTCHINSON 1980, NIKOLAYEVA & GERMANOV 1972). Da aber angenommen werden muß, daß in der MEF Fe^{2+} zu Fe^{3+} oxidiert werden konnten (vergl. Kap. 15.4.3.3), erscheint es zumindest für den extrusiven Teil der Mafitkörper nicht sehr wahrscheinlich, daß ein solcher Prozess in größerem Umfang ablief.

Eine andere Möglichkeit zur Erklärung der Abnahme der Graphitgehalte mit dem Grad der Umwandlung beruht auf der limitierten Stabilität des Graphits unter metamorphen Bedingungen (FROST 1979, NIKOLAYEVA & GERMANOV 1972, SAXBY 1976).

Im Verlauf der Umwandlung wurde Wasser aufgenommen (vergl. auch Kap. 15.4.3.12), das zum Teil in die Kristallgitter der sekundären Minerale eingebaut wurde, zum Teil als intergranulare Phase im Mafit verblieb. Die Wasseraufnahme sollte dabei ungefähr proportional dem Grad der Umwandlung sein (THOMPSON 1973 u.v.a.). Im Verlauf der ansteigenden Metamorphose kann dieses (intergranulare) Wasser mit dem Graphit reagieren und der Kohlenstoff in Form von CO_2 aus dem Körper entfernt oder zusammen mit Kalzium als Karbonat ausgefällt werden. Da in den Randpartien aufgrund höherer Umwandlungsgrade höhere Wassergehalte vorlagen, ferner mit einer besseren Permeabilität für CO_2 oder Karbonatkomplexe zu rechnen ist (erhöhte Hyaloklastit - Bildung, Risse u.a.) und die Konzentrationserniedrigung dieser Phasen ebenfalls die Stabilität des Graphits erniedrigen (FROST 1979, NIKOLAYEVA & GERMANOV 1972), kann dann in den Randpartien der Mafitkörper ein bevorzugter Abtransport des Graphits erfolgen.

Trotz der Überlagerung der unterschiedlichen Umwandlungsmechanismen sind die Korrelationen zwischen Kohlenstoff und Aluminium als Ausdruck der Umwandlungen erklärbar. Da die Proben der MEF insgesamt stärker umgewandelt wurden, enthielten sie höhere Wassergehalte und bessere Zirkulationsmöglichkeiten für Gase und Lösungen. Bei der Meta-

morphose erfolgte dann eine stärkere Kohlenstoff - Abfuhr entsprechend dem Umwandlungsgrad und führte zu dem beobachteten Unterschied in den Korrelationskoeffizienten zwischen Kohlenstoff und Al_2O_3 in den Fazien.

In der Darstellung C^* / Al^* gegen SK^* ergibt sich für beide Fazien des Mafits keine Korrelation (MIF: $r = 0.23$, MEF: $r = 0.05$), während in Teilprofilen Korrelationen bis $r > 0.9$ zu beobachten sind.

Bei der Umwandlung des Mafits unter den unterschiedlichen Umwandlungsbedingungen erfolgte eine Konzentration der beiden immobilen Bestandteile Kohlenstoff und Aluminium, ohne daß eine Veränderung des Verhältnisses dieser beiden Bestandteile stattfand. Mögliche Abfuhr bei der hydrothermalen Umwandlung werden als gering angesehen und in dieser Betrachtung vernachlässigt. Bei der Metamorphose wurde gemäß dem Grad der Umwandlung Graphit entfernt und somit das Verhältnis zu Aluminium verändert. Es erfolgte also keine Veränderung bei der Umwandlung, sondern zu einem späteren Zeitpunkt als Ausdruck der Umwandlung.

Nach der Umwandlung (aber vor dem metamorphen Temperaturanstieg) zeigte C^* / Al^* entsprechend seinem ursprünglichen Verhältnis und der Immobilität beider Bestandteile keinen Zusammenhang mit SK^* , d.h. es gab eine statistische Verteilung mit einer Punktwolke um ein konstantes C^* / Al^* - Verhältnis.

Während der Metamorphose wurde entsprechend dem Wassergehalt, der näherungsweise dem Umwandlungsgrad entspricht aber nicht zwangsläufig in seiner Größe mit dem Ausmaß der Stoffabfuhr aus dem Mafit identisch ist, Graphit oxidiert und abgeführt. Ohne eine klare Beziehung zu SK^* wurde dabei das C^* / Al^* - Verhältnis verkleinert und es ergibt sich keine Korrelation.

In Einzelprofilen durch Mafit - Körper ist das Verhältnis der Abfuhr zur Wasseraufnahme ± linear, aber zwischen den Profilen nicht konstant. Es ergibt sich dann zwischen SK^* und der Wasseraufnahme eine gute Korrelation, ebenso wie zwischen Wasseraufnahme und Graphit - Verlust bei der Metamorphose, woraus eine Korrelation zwischen Graphit (= Verkleinerung von C^* / Al^*) und SK^* entsteht.

Diese Beobachtungen belegen die Wichtigkeit des aufgeführten Prozesses und weisen nach, daß die Kohlenstoffgehalte primärer (d.h. syngenetischer) Bestandteil des Mafits sind.

15.4.3.12. Kristallwasser

Ein wesentlicher Faktor bei der Umwandlung mafischer Vulkanite stellt die Aufnahme von Wasser dar, weshalb der Wassergehalt von Vulkaniten von manchen Autoren (z.B. IRVINE & BARAGAR 1971) mit als Maß für die Umwandlung herangezogen wird.

Im Fall des Mafits von Riihilahti ist selbstverständlich ebenfalls damit zu rechnen, daß die Gehalte an Kristallwasser (H_2O^+) Hinweise auf Umwandlungsvorgänge liefern. Während H_2O^+ in der MEF zu keinem der Hauptbestandteile eine ausgeprägte Korrelation erkennen läßt, sind in der MIF deutliche positive Korrelationen zu Al_2O_3 und MgO , sowie deutliche negative Korrelationen zu SiO_2 und CaO zu verzeichnen. Wie bereits ausführlich dargestellt, werden diese Korrelationen als Ausdruck der, bei der Umwandlung entstandenen sekundären Mineralphasen und den daraus abzuleitenden, heute vorliegenden, metamorphen Minerale angesehen. Wasser, das bei der aufsteigenden Metamorphose nicht in Mineralgitter eingebaut werden konnte, wurde abgeführt.

Vom Trend der Wasseraufnahme bei der Umwandlung gibt es nur geringfügige Abweichungen, wie die Korrelation von $r = 0.97$ für die MIF und $r = 0.94$ für die MEF in der Darstellung $\text{H}_2\text{O}^{+*} / \text{Al}^*$ gegen H_2O^{+*} zeigt. Im Gegensatz zu den bisher diskutierten Elementen, die, wie in Teilprofilen (z.B. B 7330 ff) gezeigt werden konnte, von der Mitte der Mafit - Körper zum Rand hin abgeführt wurden, ist für den Gehalt von Kristallwasser eine Aufnahme, vom Rand des Körpers ausgehend, nachweisbar.

Da die Summe der Elementabfuhr bei weitem die Aufnahme von Wasser übersteigt und ferner keine systematische Beziehung zwischen dem Wassergehalt (= Chloritanteil im Gestein) und dem Maß der Abfuhr der nicht am Aufbau dieser Minerale beteiligten Elemente bestehen muß, verwundert es nicht, daß in beiden Fazien kein hoher Korrelationskoeffizient zwischen SK^* und $\text{H}_2\text{O}^{+*} / \text{Al}^*$ errechenbar ist (MIF: $r = 0.02$, MEF: $r = 0.24$).

15.4.3.13. Karbonatgehalte

Ebenso wie der Wassergehalt wird der CO_2 - Gehalt als Zeichen für Umwandlungsvorgänge in Vulkaniten angesehen, da CO_2 durch das bei der Umwandlung mafischer Minerale freiwerdende CaO und / oder MgO gebunden wird.

Für die Gehalte an CO_2 im Mafit von Riihilahti sind zwei Quellen möglich, nämlich die Aufnahme aus zirkulierenden Lösungen (bzw. Meerwasser) und die metamorphe Oxidation von Graphit (siehe Kap. 15.4.3.11). Die schwache negative Korrelation von CO_2 mit Graphit (MIF: $r = - 0.41$, MEF: $r = - 0.57$) deutet an, daß tatsächlich der oben beschriebene Mechanismus zur Verringerung der Kohlenstoffgehalte ablief, da bei einer ausschließlichen Aufnahme von CO_2 aus Lösungen diese Korrelation nicht existieren dürfte.

Als Minerale des CO_2 sind Kalzit, eventuell auch Dolomit, zu erwarten. Deshalb überrascht es etwas, daß in der MIF, ebenso wie in der MEF, weder zu CaO noch zu MgO eine klare Korrelation existiert. Diese fehlenden Korrelationen zeigen, daß nur geringe Anteile der Gehalte von CaO im Mafit trotz hoher Abfuhr dieses Elementes als Karbonat gebunden sein können, bedingt durch ein geringes oder uneinheitliches Angebot von CO_2 in diesen Fazien (nicht in der MKF) bei der eigentlichen Umwandlung (siehe Kap. 15.4.3.11) und der geringen Verfügbarkeit von MgO aufgrund der zu erwartenden geringen Gehalte in den Umwandlungslösungen (siehe Kap. 15.4.3.5). Dagegen fällt auf, daß in der MEF der höchste Korrelationskoeffizient mit 0.73 zu Mangan existiert. Diese Korrelation wurde dahingehend interpretiert, daß Mangan in dieser Fazies in hohem Maße als Karbonat gebunden vorliegt (vergl. Kap. 15.4.3.4).

Trägt man die CO_2 - Gehalte gegen $\text{CO}_2^* / \text{Al}^*$ auf, zeigt sich eine ausgezeichnete lineare Beziehung mit Korrelationskoeffizienten von 0.98 (MIF) und 0.99 (MEF), ein Zeichen, daß unter allen speziellen Umwandlungsbedingungen eine " Zufuhr " von CO_2 erfolgte.

Eine klare Beziehung zwischen dem Umwandlungsgrad (der von den speziellen Umwandlungsbedingungen stark abhängt) und den CO_2 - Gehalten ist deshalb nicht zu erwarten. Dementsprechend ergeben sich auch in der Darstellung $\text{CO}_2^* / \text{Al}^*$ gegen SK^* für beide Fazien nur sehr geringe Korrelationskoeffizienten von 0.38 (MIF) und 0.31 (MEF). Sie zeigen, daß die Ausfällung von Karbonaten nicht nur vom Umwandlungsgrad (und damit den Stoffabfuhr) abhängt, sondern auch von anderen

Faktoren wie vom Kontakt mit CO_2 - haltigen Lösungen, dem Umwandlungsmilieu, der Anwesenheit von Hohlräumen für die Ausfällung von Karbonaten, der Verfügbarkeit von geeigneten Kationen für die Ausfällung u.a.. Es ist sicherlich so, daß in einigen Fällen die Aufnahme bzw. Bindung von CO_2 für die Gesamtstoffbilanz des in Umwandlung begriffenen Mafits von großer Bedeutung war, daß dieser Einfluß räumlich aber nur eng begrenzt wirksam wurde und deshalb nicht systematisch war.

Diese Beobachtungen lassen sich durch die Betrachtung von Profilen (z.B. B 7330 ff) bestätigen. CO_2 ist im Körper ungleichmäßig und ohne klar erkennbaren Zusammenhang zum Umwandlungsgrad bzw. dem Anwachsen der Al_2O_3 - Gehalte verteilt. Es besteht aber ein Trend, daß der Gehalt an CO_2 von der Mitte zum Rand zunimmt, daß aber der Zuwachs an CO_2 geringer ist als der Zuwachs an Aluminium durch die Abfuhr der anderen Elemente, d.h. das Verhältnis von CO_2^* zu Al_2O_3^* verringert sich zum Rand.

15.4.3.14. Die Spurenelemente

Analoge Darstellungen wie für die Hauptelemente sind auch für Spurenelemente und ihre Veränderungen gegenüber Zr möglich. Bei diesen Betrachtungen zeigt sich, daß praktisch alle Spurenelemente Veränderungen gegenüber Zr unterworfen waren, daß das Maß der Veränderung aber schwankt.

Bei der Umwandlung des Mafits mobile und aus dem Gestein abgeführte Elemente sind: Co, Cu, Nb, V, Y, Zn. Das Ausmaß der Abführen ist uneinheitlich und von den Umwandlungsbedingungen abhängig.

In nur geringem Maße abgeführt wurden Cr, Ni und Sr. Auch sie zeigen kein einheitliches Verhalten.

Eine Aussage über das Verhalten des Rb ist problematisch, da die Gehalte in vielen Fällen unter der Nachweisgrenze liegen (vergl. Kap. 13.3.4). Aus den Unterschieden zwischen der MIF und MEF (siehe Kap. 18) läßt sich aber ableiten, daß Rb mit hoher Wahrscheinlichkeit aus dem Meerwasser aufgenommen wurde.

Auf eine ausführliche Darstellung und Diskussion der Veränderungen gegenüber Zr wird verzichtet. Statt dessen sei auf Kap. 15.5 verwiesen, in dessen Rahmen auch die Veränderungen der Spurenelementgehalte

für das Profil B 7330 - B 7343 einbezogen sind.

15.4.3.15. Rekapitulation

Über die Umwandlungsbedingungen, unter denen die beiden Fazien des Mafits von Riihilahti umgewandelt wurden, lassen sich nur qualitative Aussagen machen. Um die einzelnen Bedingungen quantitativ fassen zu können, wären weitere Informationen unerlässlich, vor allem über die Mineralogie der Gesteine vor der Metamorphose, um Rückschlüsse auf die tatsächlich zu diesem Zeitpunkt für die Umwandlungsvorgänge verantwortlichen Bedingungen wie pH - Wert der Lösung und des Meerwassers, das Angebot an Sauerstoff, Schwefel und gelöstem CO_2 usw. zuzulassen. Selbst die Annahme von " Durchschnittsbedingungen " für das mittlere Präkambrium würde nicht weiterhelfen, da das genaue Alter der vulkanischen Aktivität in Riihilahti nicht bekannt ist und mit gleicher Berechtigung angenommen werden kann, daß die " Durchschnittsbedingungen " im speziellen Fall durch hydrothermale Aktivität und Extrusion von Mafit - Körpern stark verändert wurden. Ja selbst die Paläogeographie in Riihilahti kann die Bedingungen sehr stark beeinflußt haben (vergl. die rezenten Beispiele im Roten Meer (WOLF 1981)), sodaß mit gleicher Berechtigung stark differierende Werte für Berechnungen eingesetzt werden könnten.

Qualitativ läßt sich vermuten, daß die MIF unter höheren Temperaturen umgewandelt wurde (siehe Kap. 15.4.3.8, verursacht durch einen geringeren Wärmefluß in Sedimenten verglichen mit Meerwasser), daß niedrigere effektive Wasser / Gesteins - Verhältnisse vorlagen (siehe Kap. 15.4.3.5, bedingt durch die Abschirmung durch Sedimente) und daß reduzierendere Bedingungen herrschten als bei der Umwandlung der Gesteine der MEF. Daß der Mafit der intrusiven Fazies unter relativ reduzierenden Bedingungen umgewandelt wurde, zeigt die Abfuhr von Eisen aus dem Mafit, das nur als Fe^{2+} transportiert worden sein kann. Etwas oxidierender müssen die Bedingungen bei der Umwandlung in der MEF gewesen sein, um die diskutierten Elementbeziehungen (siehe Kap. 15.4.3.3) zu erzeugen. Im Einklang mit dieser Interpretation steht auch das Eisen / Mangan - Verhältnis, das aufgrund der höheren Löslichkeit von Mn^{2+} im Vergleich zu Fe^{2+} , und der Tendenz des Eisens bei

niedrigerem Eh als das Mangan in das schwerlösliche Fe^{3+} aufoxidiert zu werden (KRAUSKOPF 1957) ein empfindlicher Indikator für Änderungen der Oxidationsbedingungen ist. Das durchschnittliche Fe_2O_3 / MnO - Verhältnis beträgt in der MIF 203, in der MEF 183. Da mit Sicherheit nur ein Teil der Gesteine der MEF im Gleichgewicht mit dem Meerwasser gestanden haben, ist die Änderung von der MIF zur MEF nicht so deutlich wie gegenüber der MKF, wo das Verhältnis nur noch 131 beträgt. Der zunehmende Oxidationsgrad bei der Umwandlung im Meerwasser ist offensichtlich.

Aus den aufgrund der Umwandlungsbedingungen abgelaufenen und im Verlauf der Darstellung sehr ausführlich diskutierten Umwandlungsercheinungen ergibt sich die Notwendigkeit einiger Anmerkungen zum Chemismus des Mafits.

Ursprüngliche, d.h. magmatische Korrelationen bzw. Elementbeziehungen sind nur noch in Einzelfällen rekonstruierbar. Die meisten zu beobachtenden Korrelationen sind überprägt oder Produkt der Umwandlung.

Durch das unterschiedliche Verhalten vieler Elemente unter den variierenden Umwandlungsbedingungen lassen sich kaum vertretbare Aussagen über die genauen primären Elementverhältnisse machen.

Es ist nicht möglich, den Chemismus des Mafits vor der Umwandlung abzuschätzen. Von keiner Probe kann mit Sicherheit angenommen werden, daß sie die ursprüngliche Zusammensetzung repräsentiert, es wird jedoch angenommen, daß die Probe B 7335 der Ausgangszusammensetzung am nächsten kommt (siehe auch Kap. 15.5).

Aus diesen Anmerkungen ergibt sich, daß es keine auf geochemischen Kriterien beruhenden Diskriminationsverfahren gibt, mit deren Hilfe eine Zuordnung des Mafits von Riihilahti aufgrund des vorliegenden Datenmaterials möglich wäre, ohne Gefahr zu laufen, eine Überinterpretation vorzunehmen (vergl. auch Kap. 20).

15.5 Darstellung der Umwandlungsvorgänge an einem Profil

Das im vorigen Abschnitt diskutierte allgemeine Verhalten der Haupt - Elemente bei den Umwandlungsvorgängen wurde für alle Elemente in 8 Profilen durch Mafit - Körper der intrusiven und extrusiven Fazies kontrolliert. Dabei zeigten sich Unterschiede für praktisch alle Elemente von Profil zu Profil, verursacht durch unterschiedliche Umwandlungsbedingungen. Die Unterschiede bestanden meist weniger in prinzipiellen Umwandlungsvorgängen (wie z.B. bei Eisen), als vielmehr im Grad der Elementabfuhr.

Eines dieser Profile (Analysen - Nr.: B 7330 - B 7343) wurde öfters genannt, um ein Beispiel für " ideale " Umwandlungsvorgänge anzuführen. Bei der vergleichenden Betrachtung aller Profile hatte sich gezeigt, daß in diesem Profil die systematischsten Änderungen zu beobachten waren, die sich besonders in dem symmetrischen Aufbau widerspiegeln, die eine gleichmäßige Zunahme des Umwandlungsgrades von der Mitte des Körpers zum Hangenden und Liegenden erkennen ließen. Dieser Aufbau wird auf den intrusiven Charakter und die Größe des Körpers zurückgeführt. Durch den intrusiven Charakter kann angenommen werden, daß die Umwandlungsbedingungen relativ konstant waren, sodaß davon ausgegangen werden kann, daß die prinzipiellen Umwandlungsvorgänge am klarsten dargestellt werden können.

Gleichzeitig soll anhand der Veränderungen dieses Mafit - Körpers aufgezeigt werden, warum auf einige Darstellungen der chemischen Zusammensetzung (z.B. HARKER - Diagramme u.a.) verzichtet werden muß. Ferner soll gezeigt werden, daß Unterschiede im Differentiationsgrad der einzelnen Mafit - Körper nicht mehr nachweisbar sind, bzw. wenn vorhanden, auf Umwandlungsvorgänge zurückgeführt werden können.

Dadurch, daß die Analysenbereiche nicht exakt symmetrisch genommen wurden und die Bohrung den Körper nicht senkrecht durchquert, wird der symmetrische Aufbau der chemischen Veränderung anhand der Zahlenbeispiele im folgenden nicht ganz so deutlich. In Tab. 15.5 sind die Kationen - Äquivalente ($\times 1000$) für die Hauptbestandteile und einige ausgewählte Spurenelemente für die 6 Proben dieses Profils dargestellt. In der Rubrik b dieser Tabelle sind die auf konstantes Al* normierten Äquivalente aufgelistet. Um die relativen Änderungen gegenüber der Probe B 7335 übersichtlicher darzustellen (von dieser Probe wird angenommen, daß sie den am wenigsten umgewandelten Bereich des Profils dar-

	B 7330		B 7333		B 7335		B 7337		B 7340		B 7343	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
Si*	464	1218	466	1768	450	1971	427	1483	391	1227	418	1209
Ti*	8	22	27	104	18	80	27	93	31	96	8	23
Al*	381	1000	263	1000	228	1000	288	1000	324	1000	346	1000
FeG*	286	751	285	1082	462	2023	379	1317	364	1124	355	1028
FeSul*	47	123	49	185	66	289	54	187	47	146	62	179
FeOx*	239	628	236	897	396	1734	326	1130	317	978	293	849
Mn*	1	3	1	5	3	14	2	7	2	6	2	4
Mg*	387	1016	369	1401	304	1330	334	1162	386	1192	357	1033
Ca*	60	158	145	550	73	321	140	485	94	291	55	159
Na*	4	12	7	28	9	40	8	27	2	5	4	10
K*	2	5	3	10	2	9	1	5	1	2	2	5
P*	10	25	7	27	9	39	9	32	2	6	3	8
CO ₂ *	23	60	64	242	16	70	16	55	15	45	21	62
H ₂ O*	677	1776	561	2131	253	1106	232	804	466	1440	741	2143
S*	48	127	51	192	68	296	55	189	48	148	63	182
C*	54	143	56	214	151	676	149	529	150	472	179	530
Cu [§]	22	57	18	68	24	108	25	89	19	59	19	57
Ni [§]	4	9	2	9	3	15	7	25	8	25	6	19
Zn [§]	15	40	19	73	48	216	22	77	6	20	7	20

* Kationen - Äquivalent x 1000

§ Kationen - Äquivalent x 10000

Tabelle 15.5 : Darstellung der zu ganzen Zahlen gerundeten Kationen - Äquivalente im Profil

B 7330 fti;

a = unnormiert; b = auf konstantes Al* (= 1000) normiert, um relative Änderungen gegenüber dem als immobil definierten Aluminium zu verdeutlichen;

H₂O* = Kristallwasser (H₂O⁺)

stellt und somit eventuell von allen Proben der ursprünglichen Zusammensetzung am nächsten kommt) wurden in Tab. 15.6 die Veränderungen in Kationen - Äquivalenten aufgelistet. Hier entsteht der Eindruck, daß z.B. Al_2O_3 und MgO bei der Umwandlung ebenso aufgenommen wurden wie H_2O^+ (vergl. Tab. 15.2 aus THOMPSON 1973). Daß dieser Eindruck falsch ist, zeigt sich in Tab. 15.7, wo für die gleichen Proben die Veränderungen der, auf das immobile Aluminium normierten, Kationen - Äquivalente zeigen, daß (praktisch) alle Elemente bei der Umwandlung in zunehmendem Maße abgeführt wurden. Bezogen auf konstante Aluminium - Gehalte und auf die Probe B 7335 normiert, ergeben sich sehr starke Abfuhr an Hauptelementen, die in Tab. 15.8 aufgelistet sind. Besonders die starken Änderungen im Eisengehalt unterstreichen die Möglichkeit einer spätmagmatischen Konzentration der Eisengehalte im Mittelbereich der Intrusion, zumal es Hinweise dafür gibt (siehe Kap. 15.4.3.3), daß Eisen bei der Umwandlung relativ angereichert werden konnte.

Spurenelemente in ihren Veränderungen gegenüber einem Hauptelement (hier Al_2O_3) darzustellen ist wegen unterschiedlicher Präzisionen bei der Bestimmung ungünstig, deshalb wurde für alle Spurenelemente auch das Verhältnis zu Zr in Tab. 15.9 zusammengestellt. Die Veränderung des $\text{Zr} / \text{Al}_2\text{O}_3$ - Verhältnisses innerhalb des Profils scheint anzudeuten, daß entweder Zr zugeführt wurde (vergl. MACGEEHAN & MACLEAN 1980), oder daß Al_2O_3 doch nicht so immobil war wie angenommen. Die Veränderung des Verhältnisses könnte aber auch Ausdruck einer Differentiationserscheinung sein, wie sie oben bereits genannt wurde. Eine Klärung dieser Frage ist jedoch nicht möglich und nur von sekundärer Bedeutung für die Interpretation der Umwandlungsvorgänge, da sie nur einen Einfluß auf die exakte quantitative Erfassung der Abfuhr hätte, auf die in dieser Untersuchung aufgrund fehlender Informationen über die Ausgangszusammensetzung sowieso verzichtet werden muß.

Für das Verhalten des Rubidiums ist in diesem Profil keine Aussage möglich, da in allen Proben die Gehalte unter der Nachweisgrenze von 2 ppm lagen. Diese niedrigen Gehalte sind ein weiterer Hinweis darauf, daß dieser Mafit - Körper keinen direkten Kontakt mit Meerwasser hatte (siehe unten). Fast alle Spurenelemente zeigen gegenüber Zr und Al_2O_3 die Tendenz, im Verlauf der Umwandlung aus dem Mafit abgeführt zu werden. Lediglich Ni und Nb zeigen ein Verhalten, das sich

	B 7330	B 7333	B 7335	B 7337	B 7340	B 7343
Si [*]	+ 14	+ 16	<u>+0</u>	- 23	- 59	- 32
Ti [*]	- 10	+ 9	<u>+0</u>	+ 9	+ 13	- 10
Al [*]	+ 153	+ 35	<u>+0</u>	+ 60	+ 96	+ 118
FeG [*]	- 176	- 177	<u>+0</u>	- 83	- 98	- 107
FeSul [*]	- 19	- 17	<u>+0</u>	- 12	- 19	- 4
FeOx [*]	- 157	- 160	<u>+0</u>	- 70	- 79	- 103
Mn [*]	- 2	- 2	<u>+0</u>	- 1	- 1	- 1
Mg [*]	+ 83	+ 65	<u>+0</u>	+ 30	+ 82	+ 53
Ca [*]	- 13	+ 72	<u>+0</u>	+ 67	+ 21	- 18
Na [*]	- 5	- 2	<u>+0</u>	- 1	- 7	- 5
K [*]	- 1	+ 1	<u>+0</u>	- 1	- 1	<u>+ 0</u>
P [*]	+ 1	- 2	<u>+0</u>	<u>+ 0</u>	- 7	- 6
CO ₂ ⁺ *	+ 7	+ 48	<u>+0</u>	<u>+ 0</u>	- 1	+ 5
H ₂ O ⁺ *	+ 424	+ 308	<u>+0</u>	- 21	+ 213	+ 488
S [*]	- 20	- 17	<u>+0</u>	- 13	- 20	- 5
C [*]	- 97	- 95	<u>+0</u>	- 2	- 1	+ 28
Cu [§]	- 2	- 6	<u>+0</u>	+ 1	- 5	- 5
Ni [§]	+ 1	- 1	<u>+0</u>	+ 4	+ 5	+ 3
Zn [§]	- 33	- 29	<u>+0</u>	- 26	- 42	- 41

* Kationen - Äquivalent x 1000

§ Kationen - Äquivalent x 10000

Tabelle 15.6 : Veränderungen in Kationen - Äquivalenten bezogen auf
B 7335

	B 7330	B 7333	B 7335	B 7337	B 7340	B 7343
Si [*]	- 753	- 203	<u>+0</u>	- 488	- 744	- 762
Ti [*]	- 58	+ 24	<u>+0</u>	+ 13	+ 16	- 57
Al [*]	<u>± 0</u>	<u>± 0</u>	<u>±0</u>	<u>± 0</u>	<u>± 0</u>	<u>± 0</u>
FeG [*]	-1272	- 941	<u>+0</u>	- 706	- 899	- 995
FeSul [*]	- 166	- 104	<u>+0</u>	- 102	- 143	- 110
FeOx [*]	-1106	- 837	<u>+0</u>	- 604	- 756	- 885
Mn [*]	- 11	- 9	<u>+0</u>	- 7	- 8	- 10
Mg [*]	- 314	+ 71	<u>+0</u>	- 168	- 138	- 297
Ca [*]	- 163	+ 229	<u>+0</u>	+ 164	- 30	- 162
Na [*]	- 28	- 12	<u>+0</u>	- 13	- 35	- 30
K [*]	- 4	+ 1	<u>+0</u>	- 4	- 7	- 4
P [*]	- 14	- 12	<u>+0</u>	- 7	- 33	- 31
CO ₂ [*]	- 10	+ 172	<u>+0</u>	- 15	- 25	- 8
H ₂ O ^{+,*}	+ 670	+1025	<u>+0</u>	- 302	+ 334	+1037
S [*]	- 169	- 104	<u>+0</u>	- 107	- 148	- 114
C [*]	- 533	- 462	<u>+0</u>	- 147	- 204	- 146
Cu [§]	- 51	- 40	<u>+0</u>	- 19	- 49	- 51
Ni [§]	- 6	- 6	<u>+0</u>	+ 10	+ 10	+ 4
Zn [§]	- 176	- 143	<u>+0</u>	- 139	- 196	- 196

* Kationen - Äquivalent x 1000

§ Kationen - Äquivalent x 10000

Tabelle 15.7 : Veränderungen in Kationen - Äquivalenten bezogen auf
B 7335 und auf konstantes Aluminium normiert

	A	B
Si [*]	- 590	- 29.9
Ti [*]	- 12	- 15.0
Al [*]	konstant	konstant
FeG [*]	- 955	- 47.2
FeSul [*]	- 125	- 43.3
FeOx [*]	- 838	- 48.3
Mn [*]	- 9	- 64.3
Mg [*]	- 169	- 12.7
Ca [*]	+ 8	+ 2.5
Na [*]	- 15	- 37.5
K [*]	- 4	- 44.4
P [*]	- 19	- 48.7
CO ₂ [*]	+ 23	+ 32.9
H ₂ O ^{+,*}	+ 553	+ 50.0
S [*]	- 128	- 43.2
C [*]	- 298	- 44.1
Cu [§]	- 42	- 38.9
Ni [§]	+ 2	+ 13.3
Zn [§]	- 170	- 78.7

* Kationen - Äquivalent x 1000

§ Kationen - Äquivalent x 10000

Tabelle 15.8 : Durchschnittliche Veränderung in den Gehalten einiger Elemente im Profil B 7330 - B 7343 gegenüber der Probe B 7335, auf konstantes Aluminium normiert

A = durchschnittliche Abfuhr bzw. Zufuhr in Kationen - Äquivalenten

B = durchschnittliche Veränderung der Kationen - Äquivalente in %

	B 7330	B 7333	B 7335	B 7337	B 7340	B 7343
Co/Al ₂ O ₃ [#]	17.14	27.60	49.66	27.84	21.14	23.42
Cr/Al ₂ O ₃ [#]	6.08	5.41	5.62	5.22	4.45	2.56
Cu/Al ₂ O ₃ [#]	73.28	87.83	139.85	114.20	74.96	72.93
Nb/Al ₂ O ₃ [#]	0.16	1.05	0.35	0.84	1.24	0.17
Ni/Al ₂ O ₃ [#]	10.70	10.15	17.84	29.09	28.43	21.83
Sr/Al ₂ O ₃ [#]	1.35	2.63	3.52	3.27	1.24	1.57
V /Al ₂ O ₃ [#]	7.37	31.96	35.51	27.14	16.44	5.99
Y /Al ₂ O ₃ [#]	2.13	4.06	7.21	4.94	5.13	2.62
Zn/Al ₂ O ₃ [#]	52.24	97.30	289.45	101.33	25.96	26.27
Zr/Al₂O₃[#]	9.09	11.88	9.67	10.16	11.87	12.90
Co/Zr	1.89	2.32	5.14	2.74	1.78	1.82
Cr/Zr	0.67	0.46	0.58	0.51	0.38	0.20
Cu/Zr	8.06	7.39	14.46	11.24	6.32	5.65
Nb/Zr	0.02	0.09	0.04	0.08	0.10	0.01
Ni/Zr	1.18	0.85	1.85	2.86	2.40	1.69
Sr/Zr	0.15	0.22	0.36	0.32	0.10	0.12
V /Zr	0.81	2.69	3.67	2.67	1.39	0.46
Y /Zr	0.23	0.34	0.75	0.49	0.43	0.20
Zn/Zr	5.75	8.19	29.94	9.97	2.19	2.04

x 10000

Tabelle 15.9 : Zusammenstellung der Spurenelementverhältnisse zu Al₂O₃ und Zirkonium als Ausdruck der Veränderungen bei der Umwandlung.

Die Rubidiumgehalte liegen in allen Proben unter der Nachweisgrenze von 2 ppm

einer klaren Interpretation entzieht.

Um die, durch die Kristallisation von Mineralen und deren Differentiation in einem basaltischen Magma eintretenden Veränderungen im Gehalt der Haupt- und Spurenelemente graphisch darzustellen, wurden in der Literatur eine Reihe von Möglichkeiten eingeführt. Sie werden im allgemeinen dazu benutzt, um Differentiationstrends in Magmenschnitten des gleichen Stammmagmas mit unterschiedlichem Alter aufzuzeigen und damit deren Zusammengehörigkeit (genetische Verwandtschaft) und relative Altersstellung nachzuweisen.

Eine dieser Darstellungsmöglichkeiten geht davon aus, daß sich einzelne Haupt- und Spurenbestandteile relativ zu einem Hauptelement, das bei der Differentiation in der Restschmelze angereichert wird, in systematischer Weise verändern. Im sogenannten Harker - Diagramm werden diese Differentiationstrends gegenüber SiO_2 dargestellt. Diese Darstellung hat zwar den Nachteil, daß die Differentiationsprozesse und die damit verbundenen chemischen Veränderungen (besonders bei eisenreichen Basalten) in diesem Diagramm nicht gleichmäßig (linear) dargestellt werden (vergl. KUNO 1968), dennoch findet sie häufig Verwendung.

Im vorliegenden speziellen Fall ist mit einer sinnvollen Darstellung in diesem Diagramm kaum zu rechnen, zumal die sehr hohen Eisengehalte vermuten lassen, daß alle Körper des Mafits so stark differenziert sind, daß die möglicherweise vorhandenen geringen Unterschiede im Differentiationsgrad nicht feststellbar sind. Auf die Darstellung der Elementgehalte gegen SiO_2 wurde jedoch aus einem anderen Grund verzichtet. Wie aus der Diskussion des Verhaltens von SiO_2 bei der Umwandlung (siehe Kap. 15.4.3.1) und den absoluten und relativen Veränderungen der SiO_2 - Gehalte des Profils B 7330 ff hervorgeht (siehe Tab. 15.6, 15.7), war SiO_2 bei der Umwandlung (in Abhängigkeit vom Umwandlungsgrad !) in unterschiedlich starkem Maße Abführen aus dem Gestein unterworfen. Da die Gesteinsproben vom Mafit nicht in einheitlichem Ausmaß umgewandelt sind und auch praktisch alle anderen Elemente Veränderungen entsprechend des Umwandlungsgrades unterworfen wurden, sind systematische Veränderungen gegenüber SiO_2 eher auf Umwandlungsvorgänge und den Einfluß der sekundären bzw. metamorphen Mineralzusammensetzungen zurückzuführen als auf (primäre) Differentiationsvorgänge. Auch eine Darstellung gegen ein anderes Element (z.B. das immobile Al_2O_3) sind aus den gleichen Gründen ohne jede Aussagekraft.

Andere Darstellungsmöglichkeiten für Differentiationserscheinungen gehen von der systematischen Veränderung der Verhältnisse zweier oder mehrerer Elemente zueinander aus. Welche Elemente in die Berechnung solcher Indizes eingehen, ist abhängig von den als wichtig erscheinenden differenzierenden Mineralphasen.

Auch für diese Indizes gelten die gleichen Argumente wie für eine Darstellung gegenüber SiO_2 oder Al_2O_3 . Durch die hochgradige Umwandlung und den stark variierenden Umwandlungsgrad, der eine ungleichmäßige Abfuhr aller Elemente in unterschiedlichem Ausmaß bewirkte, werden eventuell auftauchende Beziehungen zwischen dem jeweiligen Index und den Gehalten eines Elementes nicht mehr im Sinne einer Differentiation interpretierbar. Auch hier sind eventuell zu beobachtende systematische Veränderungen in den Gehalten eines Elementes in Abhängigkeit von der Größe eines dieser Indizes mit hoher Wahrscheinlichkeit auf Umwandlungsvorgänge zurückzuführen.

Um diese Behauptung zu belegen, wurden einige der geläufigen Indizes für das Profil B 7330 - B 7343 aufgelistet, da hier der Einfluß der Umwandlung an einem symmetrisch umgewandelten Körper der intrusiven Fazies besonders anschaulich dargestellt werden kann (siehe Tab. 15.10). Einige dieser Indizes wurden auch in die Korrelationsmatrizes des Anhangs aufgenommen.

Um den Grad der Umwandlung in der Tabelle 15.10 zu verdeutlichen und um einen Vergleich zwischen Umwandlungsgrad und Größe des jeweiligen Indexes zu erleichtern, wurden auch **VIND** (siehe 15.4), **SK*** (siehe 15.4.2) und **C** aufgenommen. **C** steht als Abkürzung für den nach der CIPW - Norm in Kationen - % berechneten normativen Korundanteil (vergl. CHAYES 1969).

Ebenfalls auf Berechnungen nach der CIPW - Norm baut der Differentiations - Index (**DI**) nach THORNTON & TUTTLE (1960) auf. Bei der Berechnung der CIPW - Norm spielt für die Errechnung der Normminerale das Verhältnis von Fe_2O_3 zu FeO eine sehr wichtige Rolle. Bei einem erhöhten Oxidationsgrad wird mehr Magnetit berechnet und dementsprechend stehen relativ höhere SiO_2 - Gehalte für die Berechnung der Silikatminerale zur Verfügung, was zu erheblichen Abweichungen gegenüber dem normativen Mineralbestand bei unverändertem Fe_2O_3 / FeO - Verhältnis führen kann. Es ist deshalb sehr wichtig, möglichst genau den ursprünglichen Oxidationsgrad des Gesteines zu kennen.

An den Gesteinen aus Riihilahti wurden aber keine Bestimmungen

auf FeO durchgeführt, sondern nur Gesamteisen als Fe_2O_3 mit der RFA bestimmt (siehe Kap. 8). Nur um FeO - Werte für die Berechnung der CIPW - Norm zu erhalten, erschien der notwendige analytische Aufwand nicht gerechtfertigt, da diese Werte nicht dem ursprünglichen Verhältnis entsprechen können. Durch die Intrusion bzw. die subaquatische Extrusion wurde sehr wahrscheinlich der Oxidationsgrad des sehr stark reduzierten Vulkanits verändert (siehe Kap. 15.4.3.11 und 22). Noch tiefgreifender aber war mit Sicherheit die Veränderung von Fe_2O_3 / FeO bei der auf die Umwandlung folgenden Metamorphose. Bei den extrem hohen Eisengehalten bedeutet das aber, daß bei der Berechnung der CIPW - Norm dann nicht einmal näherungsweise der für die Klassifikation ausschlaggebende Mineralbestand richtig berechnet werden kann. Auch eine Abschätzung des Fe_2O_3 / FeO - Verhältnisses (siehe Kap. 10) kann hier nicht weiterhelfen, da nur das metamorph überprägte Verhältnis grob abgeschätzt werden könnte.

Das Problem der Veränderung des Oxidationsgrades von basischen Vulkaniten nach der Extrusion ist schon lange bekannt. Es wurden deshalb immer wieder Vorschläge für eine standardisierte Methode der Korrektur von Fe_2O_3 / FeO - Verhältnissen veröffentlicht und angewandt. Nachteil aller dieser Vorschläge war, daß sie in weiten Grenzen schwankten und nicht als allgemeingültig akzeptiert wurden (z.B. COOMBS 1963 ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \leq 1.5\%$), IRVINE & BARAGAR 1971 ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{TiO}_2 + 1.5\%$), RINGWOOD 1975 (Fe_2O_3 / FeO = 0.11) uva.). Die Tendenz geht in den letzten Jahren dahin, von Gläsern ozeanischer Tholeiite auszugehen und relativ niedrige Oxidationsgrade anzunehmen (BROOKS 1976, HUGHES & HUSSEY 1976, 1979).

Auch für die Analysen des Mafits von Riihilahti kann gezeigt werden, daß das Fe_2O_3 / FeO - Verhältnis einen deutlichen Einfluß auf den berechneten Mineralbestand hat. Im Mafit liegen aber so hohe Eisengehalte vor, daß ein bißchen Fe_2O_3 mehr oder weniger zwar die Verhältnisse von Orthopyroxen, Olivin und Magnetit in der Norm verändert, daß aber zumindest in dem hier diskutierten Profil der Zahlenwert des **DI** davon unbeeinflusst bleibt, da schon eine Umkehrung des Verhältnisses von Fe^{2+} zu Fe^{3+} erforderlich wäre, um so viel Eisen als Oxide verrechnen zu können, daß normativer Quarz berechnet werden kann. Der Anteil an normativem Korund bleibt natürlich vom gewählten Oxidationsgrad unbeeinflusst.

Da für den Mafit einerseits sehr geringe Oxidationsgrade angenom-

	VIND [#]	LI [#]	MI [#]	MGST [#]	SI [#]	DI [#]	SK* [#]	C [#]
B 7330	- 521	-12.04	0.569	0.598	122.88	1.93	6.172	20.31
B 7333	- 411	-15.39	0.579	0.587	122.87	2.92	8.537	6.81
B 7335	- 385	-10.92	0.731	0.420	136.42	3.57	8.298	8.35
B 7337	- 352	-15.90	0.669	0.492	129.95	1.69	6.660	3.79
B 7340	- 498	-15.13	0.627	0.538	128.56	0.42	6.582	10.43
B 7343	- 566	-10.53	0.639	0.525	127.88	1.66	6.865	17.92

siehe Text

Tabelle 15.10 : Veränderungen einiger Indizes als Ausdruck unterschiedlich starker Umwandlung

men werden müssen (vergl. Kap. 21), andererseits für die Berechnung der CIPW - Norm ein standardisiertes $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ - Verhältnis gewählt werden sollte, das nach Möglichkeit allgemein anerkannt wird (vergl. z.B. BVSP 1981), wurde der Vorschlag von BROOKS (1976) übernommen, von einem Verhältnis von 0.15 für alle CIPW - Berechnungen auszugehen.

In der Tabelle 15.10 wurden zusätzlich weitere Indizes für Differentiationsvorgänge aufgenommen.

Der modifizierte Larsen - Index (**LI**) nach NOCKOLDS & ALLEN (1953) berechnet sich aus den Kationen - % gemäß der Formel $\text{LI} = 1/3 \text{ Si} + \text{K} - \text{Ca} - \text{Mg}$.

Der Mafic - Index (**MI**) nach SIMPSON (1954) wird gemäß der Gleichung $\text{MI} = \text{FeO}^* / \text{FeO}^* + \text{MgO}$ berechnet, wobei FeO^* für den Gesamteisengehalt als FeO steht.

Mg^+ (**MGST**) stellt das Kationenverhältnis $\text{Mg} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ dar, wobei ein Verhältnis $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ in den Mafit - Proben von 0.1 zugrundegelegt wurde (BVSP 1981).

Der Solidification - Index (**SI**) wurde von KUNO et al (1957) definiert und errechnet sich nach $\text{SI} = \text{MgO} \times 100 / \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Für die Berechnung der Mafitanalysen wurde der Gesamteisengehalt als Fe_2O_3 in die Berechnung einbezogen.

Bei allen Darstellungen der Tabelle 15.10 zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung der systematischen Veränderungen im Verlauf der Umwandlung dieses Mafit - Körpers. Es ist also nicht möglich, eventuell vorhandene Differentiationstrends innerhalb der einzelnen Mafit - Proben zu erkennen, da die Umwandlungsvorgänge solche primären Unterschiede überlagern. Auf eine graphische Darstellung wird deshalb verzichtet.

16. Ausschluß der für geochemische Vergleiche der Mafit - Fazien ungeeigneten Proben

Im Verlauf der Bearbeitung stellte sich bei einigen Proben heraus, daß sie aufgrund spezieller genetischer Einflüsse Sonderstellungen einnehmen und deshalb nicht mit den restlichen Analysen von Mafit - Proben verglichen werden dürfen.

16.1. Die Analyse 15881 A

Im Verlauf der Cluster - Analysen zur Unterteilung der Mafit - Proben fiel eine Analyse dadurch auf, daß sie stets ein Cluster für sich bildete.

Die Überprüfung der chemischen Zusammensetzung ergab, daß alle Elementgehalte im normalen Schwankungsbereich der Mafit - Analysen liegen, mit Ausnahme des Kaliums mit 2,5 Gew. - % und des Rubidiums (mit 53 ppm der höchste Wert). Die Herkunft der Probe aus dem Randbereich eines extrusiven Mafit - Körpers, in dem Einschaltungen von Gneis zu beobachten sind (siehe Kap. 19) legt den Verdacht nahe, daß hier ein erheblicher Anteil sedimentären Materials durch Zumischung am Aufbau des Gesteins beteiligt ist, bzw. besonders glasreiche Partien in so erheblichem Maße umgewandelt wurden, daß K_2O und Rb in großem Umfang aus dem Meerwasser aufgenommen werden konnten (vergl. MENZIES & SEYFRIED 1979). Aufgrund dieser Elementzufuhren ging die Ähnlichkeit mit anderen Proben der MEF verloren (siehe Abb. 16.1, in der die Probe 15881 A im Vergleich zur durchschnittlichen Zusammensetzung der MEF dargestellt ist).

16.2. Proben in der Nachbarschaft granitischer Intrusionen

Im Profil Nr. 5 (Abb. 4.6) durchschlägt ein ca. 2 m mächtiger granitischer Körper den Mafit der intrusiven Fazies (Bohrung VRL - 2).

Aufbauend auf der Interpretation der geologischen Verhältnisse erscheint die Annahme berechtigt, daß der Granit - Gang den Mafit - Körper im Bereich der Mitte durchschlägt. Betrachtet man die Gehalte der Haupt- und Spurenelemente des angrenzenden Mafits im Vergleich mit den Randpartien des gleichen Körpers, sowie zum Durchschnitt der

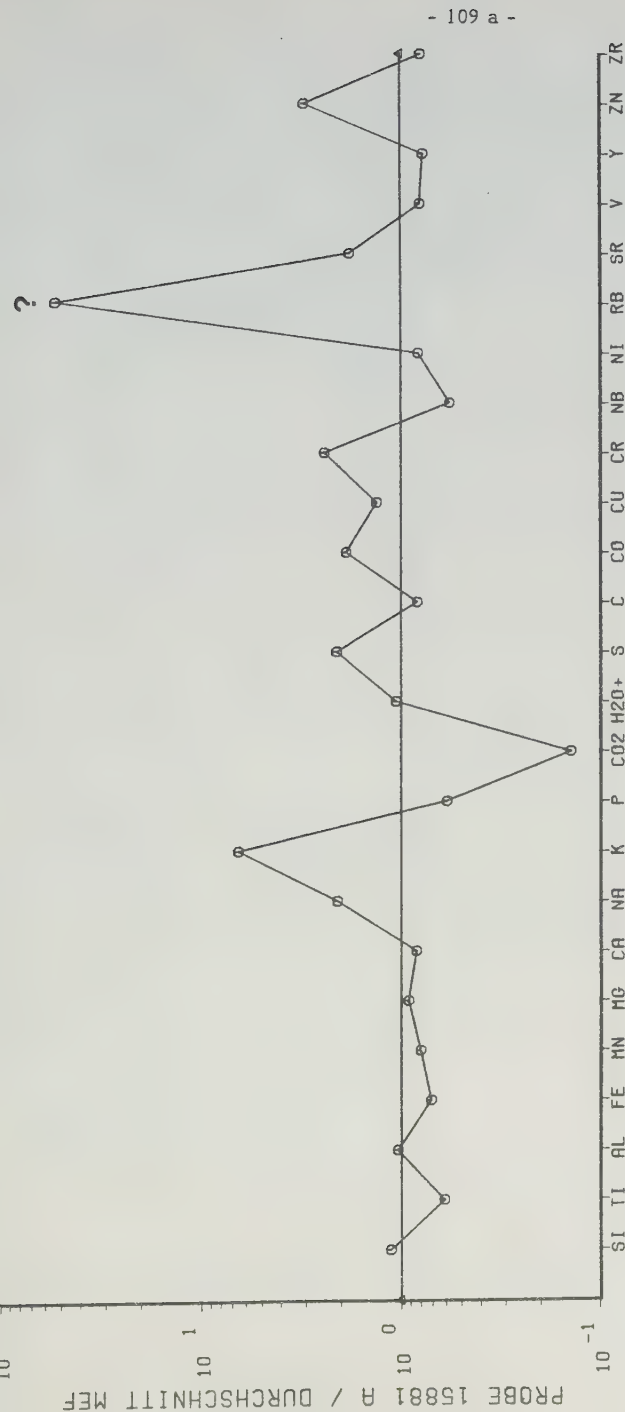


Abbildung 16.1 : Der Chemismus der Probe 15881 A im Vergleich zum Durchschnitt der extrusiven Fazies des Mafits.
Rubidium wurde in der MEF mit durchschnittlich 1 ppm angenommen.

Gehalte in den restlichen Proben der MIF, ergeben sich für einige Elemente sehr deutliche Unterschiede.

Die Probe B 9005 repräsentiert 1.10 m Mafit im Hangenden des Granites, die Probe B 9007 dagegen 2.60 m im Liegenden. Da zu erwarten ist, daß der Einfluß des Granites vom Kontakt weg mit der Entfernung exponentiell abnimmt und damit bei der Probe B 9007 ein stärkerer Verdünnungseffekt für diesen Einfluß vorliegt als bei der Probe B 9005, sind diese beiden Proben nur bedingt miteinander vergleichbar. Ferner ist damit zu rechnen, daß heiße wässrige Lösungen, die von dem Granit ausgehen, die hangenden Partien weitaus stärker und in einem größeren Bereich verändern als im Liegenden.

Vergleicht man den Chemismus der Probe B 9007 mit dem durchschnittlichen Chemismus der intrusiven Mafite, so lassen sich bei praktisch keinem Element außer den Alkalien Natrium und Kalium deutlichen Unterschiede gegenüber dem normalen Schwankungsbereich feststellen.

Wie stark jedoch die Beeinflussungen im näheren Bereich des Kontaktes gewesen sind, zeigt der Vergleich der Probe B 9005 mit dem Durchschnitt der MIF, sowie der Vergleich mit den anderen Proben des gleichen Teilprofiles (siehe Abb. 16.2). Besonders Kalium und einige der Spurenelemente zeigen deutlich die Beeinflussung durch den Granit, die trotz des größeren Verdünnungseffektes auch in der Probe B 9007 noch nachweisbar ist.

Das K / Rb - Verhältnis der beiden metasomatisch beeinflussten Proben beträgt 430 bzw. 590, während für den Durchschnitt der MIF keine Angaben möglich sind, da Rb in 80 % der Analysen unter der Nachweisgrenze liegt (siehe unten).

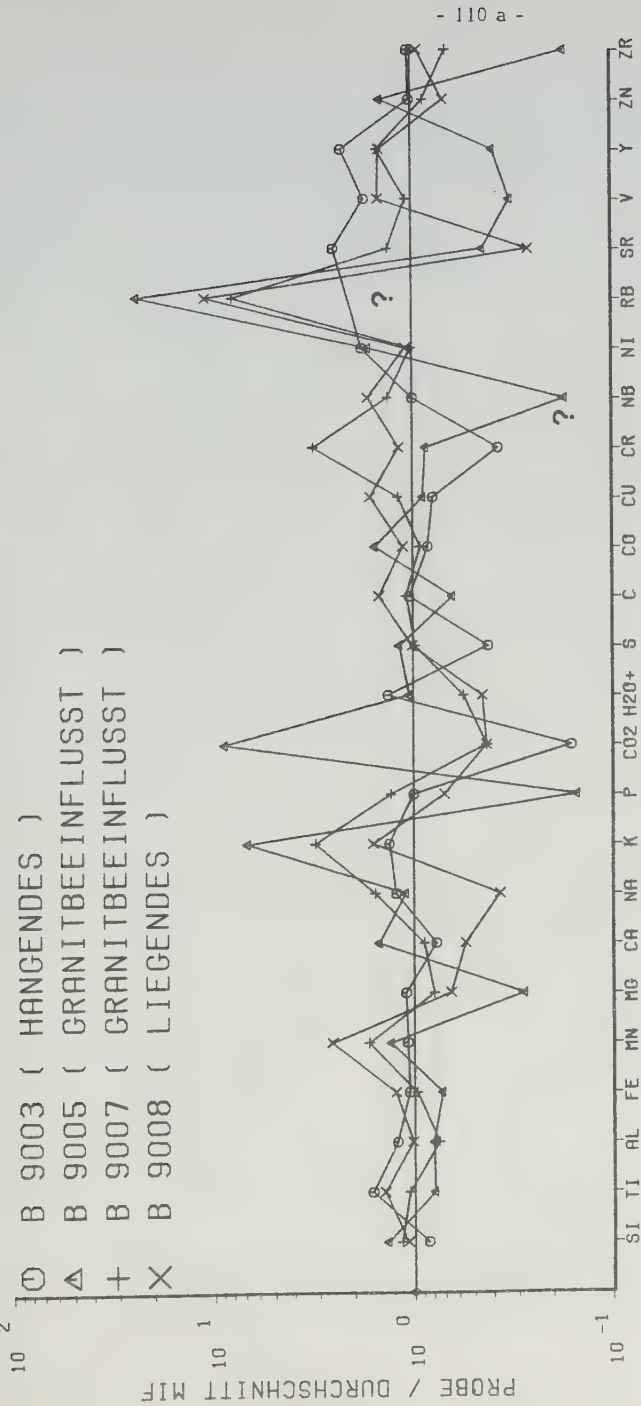


Abbildung 16.2 : Die metasomatisch beeinflussten Mafit - Proben B 9005 und B 9007 neben 2 weiteren Proben des Profils durch einen Körper der MIF im Vergleich zum Durchschnitt der MIF. Rubidium wurde in der MIF mit durchschnittlich 1 ppm angenommen. Niobium liegt in der Probe B 9005 unter der Nachweisgrenze.

17. Die Verteilung der Elemente in den Mafit - Proben

Aufgrund der geologischen Gegebenheiten (siehe Kap. 5) liegt der Schluß nahe, daß sowohl MIF, als auch MEF und MKF als unterschiedliche fazielle Ausbildungen des gleichen Gesteines anzusehen sind, das unter verschiedenen Bedingungen umgewandelt wurde. Es erscheint deshalb vertretbar, alle Analysenergebnisse auch in ihrer Gesamtheit zu diskutieren (vergl. auch Kap. 18).

Bei allen Diskussionen wurden die in Kap. 16 ausgeschlossenen Proben nicht berücksichtigt.

Bei einer größeren Anzahl von Analysen des gleichen Gesteines ist bei basischen Vulkaniten mit einer Normalverteilung der Hauptelement - Gehalte zu rechnen. Im Mafit von Riihilahti trifft dies jedoch strenggenommen auf keines der Elemente zu. Alle Elementverteilungen zeigen mehr oder weniger deutlich ausgeprägte positive oder negative Schiefen, was entweder als Ausdruck einer mehrphasigen Entwicklung, oder der Überlagerung unterschiedlicher Verteilungen (d.h. der Zusammenfassung nicht gleichartiger Gesteine in einer Gruppe) interpretierbar ist.

Da es sich hier, wie schon oben erwähnt, um unterschiedliche Fazien des gleichen Gesteines handeln sollte, erscheint die Interpretation als Folge einer mehrphasigen geochemische Entwicklung als die wahrscheinlichere.

Die positive Schiefe in den Verteilungen einiger Hauptelement - Oxide ist in diesem Sinne so zu interpretieren, daß bei der Umwandlung des Gesteines dieses Element abgeführt wurde und somit eine Verschiebung zu niedrigeren Gehalten hin stattfand. Diese Verschiebung hängt sowohl vom Grad der Umwandlung in der einzelnen Probe, als auch dem Anteil dieser umgewandelten Proben an der Gesamtprobenmenge ab. Als Ausdruck einer Abfuhr bei der Umwandlung werden die positiven Schiefen bei den Elementoxid - Gehalten von SiO_2 , TiO_2 und CaO gewertet. Bei MnO , Na_2O , K_2O und P_2O_5 sind schon Übergänge zur log - normalen Verteilung sichtbar.

Negative Schiefen sind im Gegensatz dazu als sekundäre Anreicherung zu deuten, oder durch die (zumindest theoretische) Zufuhr bzw. Aufnahme aus dem Meerwasser erklärbar. Auch hier wird das Ausmaß der Verschiebung durch die Anzahl an umgewandelten Proben und deren Umwandlungsgrad bestimmt. Beispiele für eine residuale Anreicherung sind Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO und die Gehalte an Graphit.

Zu- und Abfuhrn einiger Elemente (z.B. Kalium) können sich überlagern und dadurch die Interpretation erschweren. Auch bei anderen Bestandteilen, wie Schwefel und den CO_2 - Gehalten, ist eine Aussage schwer zu treffen, da die ausgeprägte positive Schiefe z.B. bei Schwefel durch eine Überlagerung von zwei Einflüssen hervorgerufen sein dürfte. Zum einen fand durch die Umwandlungsvorgänge eine Abfuhr von Schwefel aus dem Mafit statt (siehe Kap. 15.4.3.10), zum anderen ist in einigen Proben mit einer Rekonzentration bzw. mit einer Zufuhr zu rechnen (siehe weiter unten). Geht man davon aus, daß in den besonders erzeichen Partien eine hydrothermale Zufuhr für die hohen Gehalte verantwortlich ist, handelt es sich gewissermaßen um eine bimodale Verteilung der Schwefelgehalte bzw. um eine Überlagerung von zwei genetisch verschiedenen Verteilungen. Für die aus dem Mafit stammenden und im Mafit verbliebenen Schwefelgehalte allein wäre dann eine Normalverteilung mit weniger ausgeprägter Schiefe zu erwarten.

Analoges gilt für CO_2 , wo durch die hohen Karbonatgehalte der Randzone und zwei genetisch unterschiedliche Herkunftsmöglichkeiten des CO_2 in den anderen Mafit - Proben (siehe 15.4.3.11 und 15.4.3.13) ebenfalls die Überlagerung von mindestens zwei verschiedenen Einflüssen (und damit Verteilungen) resultiert.

Auch die Verteilungen der Spurenelemente im Mafit können analog zu denen der Hauptelemente interpretiert werden. Man kann davon ausgehen, daß einige der Spurenelemente wie Cr, Ni, Sr und Zr in einem mafischen Vulkanit, der auf so engem Raum beprobt wurde, zumindest näherungsweise einer Normalverteilung gehorchen sollten. Dies gilt besonders dann, wenn die Gehalte dieser Elemente im Bereich von 100 ppm oder darüber liegen. Auch hier können die positiven und negativen Schiefen (siehe Tab. 17.1) dahingehend interpretiert werden, daß die Schiefe eine Folge der Umwandlungsvorgänge ist.

Bei Zirkonium dürfte mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit eine residuale Anreicherung bei der Umwandlung des Mafits für die negative Schiefe bei der Betrachtung aller 51 Proben verantwortlich sein, während die positiven Schiefen bei den Verteilungen von Cr, Sr u.a. von einer Abfuhr dieser Elemente bei der Umwandlung zeugen.

Bei den Erzmعادallen Kobalt, Kupfer und Zink ist es schwierig eine Aussage zu treffen, da, wie oben im Zusammenhang mit Schwefel erwähnt, eine bimodale Verteilung vorliegen sollte, bedingt durch die bevorzugte Ausfällung dieser Elemente als Sulfide (vergl. Korrelationsmatrix

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Steilheit	Schiefte	Median	K
SiO ₂	29.38	7.10	17.02	48.63	24.17	0.35	0.62	28.52	+
TiO ₂	1.25	0.74	0.19	2.79	59.20	-1.11	0.26	1.11	+
Al ₂ O ₃ *	14.45	2.98	6.22	19.86	20.62	-0.54	-0.39	14.75	+
Fe ₂ O ₃ *	25.12	6.61	11.38	37.61	26.31	-0.75	-0.25	26.06	+
MnO	0.14	0.04	0.06	0.31	28.57	2.92	1.29	0.13	+
MgO	13.82	2.72	5.82	18.90	19.68	0.49	-0.79	14.09	+
CaO	7.74	4.64	1.58	20.82	59.95	0.07	1.00	6.25	+
Na ₂ O	0.29	0.26	0 [#]	1.45	89.66	5.97	1.98	0.24	+
K ₂ O	0.24	0.27	0.01	1.22	112.50	4.28	2.17	0.17	- (2%)
P ₂ O ₅	0.32	0.17	0.10	0.99	53.13	2.84	1.46	0.29	+
S	2.71	2.11	0.32	12.10	77.86	5.98	2.07	2.10	(-) (10%)
H ₂ O ⁺	3.13	1.79	0.01	7.42	57.19	-0.40	0.53	2.61	+
H ₂ O ⁻	0.40	0.19	0.16	1.05	47.50	1.90	1.36	0.34	+
CO ₂	2.45	3.86	0.02	15.46	157.55	2.75	1.99	0.92	- (0.2%)
C	1.18	0.65	0 [#]	2.28	55.08	-1.28	-0.10	1.27	+
Co	536	347	214	2250	64.78	10.26	2.86	411	- (5%)
Cr	110	99	8	467	89.54	3.31	1.95	75	- (2%)
Cu	2537	1792	333	8620	70.65	1.45	1.39	1823	- (5%)
Nb	5	5	0 [#]	20	87.57	0.15	0.73	4	+
Ni	297	157	43	650	52.69	-0.65	0.40	297	+
Rb	3	7	0 [#]	38	209.51	8.53	2.76	0	- (2%)
Sr	43	29	5	137	65.97	1.09	1.08	39	+
V	254	149	23	596	58.62	-1.03	0.26	246	+
Y	51	22	18	115	43.16	0.11	0.74	47	+
Zn	1110	1560	22	8465	140.50	8.18	2.70	576	- (0.2%)
Zr	141	43	32	222	30.86	-0.08	-0.43	146	+

Tabelle 17.1 : Populationsstatistische Angaben zu den 51 Mafit - Proben (siehe Text)

* = Gesamteisen als Fe₂O₃

= Werte als 0 angenommen, da Meßwert unter LLD

K = Kolmogorov - Test zum Vergleich mit der theoretischen Normalverteilung;

+ = H₀ auf Gleichheit angenommen, da selbst beim Signifikanz - Level 0.1 kein Unterschied feststellbar; - = H₀ zurückgewiesen (vergl.Tab. 17.2)

im Anhang). Für diese Interpretation spricht die Tatsache, daß es für die Elemente Kobalt, Kupfer, Zink und Schwefel stets die gleiche Probengruppe ist, die für die höchsten Gehalte an allen diesen Elementen verantwortlich ist. Bei allen übrigen Elementen war kein Zusammenhang zwischen den hohen Werten und speziellen Proben erkennbar.

17.1. Überprüfung der Verteilungstypen

Mit Hilfe des Kolmogorov - Tests (siehe Kap. 14.4) wurde die für viele statistische Verfahren wichtige Frage kontrolliert, ob die Verteilungen der Elementgehalte in allen 51 Proben besser durch die Normalverteilung bzw. die logarithmische Normalverteilung zu beschreiben sind. Für solche Überprüfungen gibt es zwar schärfere Tests (z.B. W - Test; SHAPIRO & WILK 1965, SHAPIRO et al 1968), im vorliegenden Fall erschien aber die Sensibilität des Kolmogorov - Tests als der vernünftigste Mittelweg, um starke Abweichungen erkennen und geringe Abweichungen vernachlässigen zu können.

Für alle Fälle, in denen die H_0 des Kolmogorov - Tests, daß beide Verteilungen keinen Unterschied aufzeigen, mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 10 % oder weniger zurückgewiesen werden mußte, wurde als Gegenprobe ein Test auf logarithmische Normalverteilung durchgeführt. Ferner wurde diese Kontrolle auch auf einige Elemente mit unterschiedlich ausgeprägter Schiefe, aber nach dem Kolmogorov - Test ohne signifikanten Unterschied zwischen der Realverteilung und der Normalverteilung, ausgedehnt (siehe Tab. 17.1). Auffallend ist, daß sich hier in vielen Fällen ebenfalls kein signifikanter Unterschied zur theoretischen log - normalen Verteilung ergibt (siehe Tab. 17.2 und 17.3). Die Tendenz zur wahlweisen Interpretierbarkeit ist selbstverständlich für die einzelnen Elemente in den Fazien unterschiedlich ausgeprägt, aber allgemein zu beobachten.

Ihre Zwischenstellung verdanken diese Verteilungen, wie oben ausgeführt, einer komplexen Genese. Es dürfte sich um Normalverteilungen handeln, die durch Umwandlungsvorgänge in $\pm$ deutlich schiefe Normalverteilungen verwandelt wurden und nun auch (wenn auch nicht exakt) durch eine logarithmische Normalverteilung beschreibbar sind.

In den Fällen, in denen der Kolmogorov - Test beide Interpre-

Element	m	s _m	Steilheit	Schiefte	Median	10 ^m	K
SiO ₂	1.45580	0.10451	-0.04	-0.09	1.45515	28.56	+
TiO ₂	-0.00368	0.32528	-0.86	-0.60	0.04532	0.99	+
MnO	-0.88480	0.13633	0.61	-0.01	-0.88606	0.13	+
Na ₂ O	-0.64116	0.36752	0.10	-0.48	-0.60241	0.23	+
K ₂ O	-0.81935	0.43759	0.13	-0.22	-0.76955	0.15	+
S	0.31887	0.33227	0.13	0.19	0.32222	2.08	+
CO ₂	-0.08636	0.70665	-0.26	-0.23	-0.03621	1.22	+
Co	2.67230	0.20799	0.93	0.91	2.61384	470	+
Cr	1.90328	0.35951	0.54	-0.28	1.87506	80	+
Cu	3.30765	0.29719	-0.07	-0.12	3.26079	2031	+
Rb	0.92179	0.32937	-1.26	0.35	0.87409	8	§
Zn	2.74447	0.53682	0.27	-0.24	2.76042	555	+
Zr	2.12113	0.17489	3.68	-1.74	2.16435	132	+
Rb*	0.28919	0.46813				2	§

Tabelle 17.2 : Populationsstatistische Angaben über einige Elemente in logarithmierter Form (51

Mafit - Proben), Hauptelemente in Gew. - %, Spuren in ppm

* : < LLD = 1 ppm ; § : für Einschränkungen siehe Text (Kap. 17.2)

K : Kolmogorov - Test zum Vergleich mit der theoretischen log - normalen Verteilung; + = H₀ auf Gleichheit angenommen (vergl. auch Tab. 17.1)

Element	a	b	c
SiO ₂	-	0.091	0.103
TiO ₂	-	0.066	0.084
Al ₂ O ₃	-	0.091	-
Fe ₂ O ₃	-	0.081	-
MnO	0.139	0.112	0.082
MgO	-	0.049	-
CaO	0.164	0.128	-
Na ₂ O	0.132	0.112	0.059
K ₂ O	0.237	0.217	0.066
P ₂ O ₅	0.121	-	-
S	0.187	0.130	0.081
H ₂ O ⁺	-	0.077	-
H ₂ O ⁻	-	0.119	-
CO ₂	0.332	0.292	0.100
C	-	0.094	-
Co	0.191	-	0.120
Cr	0.229	0.186	0.119
Cu	0.202	0.179	0.096
Nb	0.147	-	-
Ni	-	0.071	0.139
Rb [*]	0.256	-	(0.190) (0.174)
Sr	-	0.097	-
V	-	0.091	-
Y	0.135	-	-
Zn	0.285	-	0.090
Zr	-	0.071	0.139

* siehe Text

Tabelle 17.3 : D_{max} beim Vergleich der Element - Verteilungen im Mafit
(51 Proben) mit theoretischen Verteilungen, (Kolmogorov - Test)

a = Einzelmessung (Normalverteilung)

b = gruppierte Daten (Normalverteilung)

c = Einzelmessung (logarithmische Normalverteilung)

tationsmöglichkeiten zuläßt, wurde das Element als normalverteilt behandelt, führte der Kolmogorov - Test zur Zurückweisung der H_0 bei der Überprüfung der Normalverteilung, wurde das betreffende Element als log - normal verteilt behandelt.

Wie gefährlich es ist, sich bei der Interpretation einer Verteilung nur auf Histogramme zu stützen (selbst bei einer Schrittweite unter 0,5 s) zeigt z.B. die Verteilung von Na_2O , wo sich kein signifikanter Unterschied zur Normalverteilung ergibt (vergl. Tab. 17.1, 17.3). Von der graphischen Darstellung eines Histogrammes ausgehend, drängt sich dagegen der Verdacht auf, daß hier eine log - normale Verteilung vorliegt.

Wie aus den Angaben der Tabelle 17.3 ersichtlich ist, ergeben sich beim Vergleich der Einzeldaten mit der Normalverteilung Unterschiede gegenüber dem Vergleich mit vorgruppierten Daten. Die in Konzentrationsbereiche (max. die Hälfte der Standardabweichung) zusammengefaßten Elementgehalte zeigen in allen Fällen kleinere Unterschiede, d.h. es geht ein gewisser Teil der Information verloren und die Sensitivität des Testes wird herabgesetzt (vergl. HENLEY 1981).

Die Tatsache, daß Elementgehalte in einer Probe unter der Nachweisgrenze lagen (bei Na_2O , Nb, Rb) und ihnen somit der Wert 0 zugeordnet wurde, hat auf diesen Test nur insofern einen Einfluß, als diese Werte in die Berechnung von Mittelwert und Standardabweichung eingehen (vergl. Kap. 14.4). Aufgrund ihrer geringen Abweichung vom tatsächlichen Wert (maximal der Wert der Nachweisgrenze) ist dieser Einfluß jedoch gering und häufig zu vernachlässigen (aber: siehe unten). Für den Kolmogorov - Test hat dies nur eine geringe praktische Bedeutung, da der z - Wert für diese Proben sehr klein ist und die k% der theoretischen Verteilung folglich sehr niedrig sind (vergl. Kap. 14.4). Deutliche Unterschiede von ca. 20 k% oder darüber (vergl. Tab. 14.1 der Signifikanzlevel und Kap. 14.4), die zu einer Fehlinterpretation führen könnten, sind aber nur bei sehr hohen prozentualen Anteilen unter der Nachweisgrenze (wie im vorliegenden Fall bei Rb) zu erwarten. Dann kann jedoch, bei entsprechenden hohen Gehalten in anderen Proben und daraus resultierendem hohem Mittelwert, keine Normalverteilung vorliegen.

Prüfungen auf Normalverteilung mit dem Kolmogorov - Test sind ab 8 bis 15 Einzelwerten grob möglich, für eine bessere Verlässlichkeit sollten jedoch 30 oder mehr Werte vorliegen. Es wurde deshalb darauf

verzichtet, mit diesem Test die Verteilung in der MKF zu kontrollieren. Es wurde angenommen, daß, sofern nicht durch spezielle Beobachtungen nahegelegt, die Verteilungen dieser Fazies normal sind und daß die bei dieser Annahme auftretenden Fehler für die Interpretation ohne große Bedeutung sind.

Für die MIF und MEF wurde ferner angenommen, daß durch die bereits recht kleinen Probenmengen (besonders bei MEF) Abweichungen von den Idealverteilungen nur in besonders deutlichen Fällen mit ausreichender statistischer Sicherheit nachweisbar sein können. Fehleinstufungen sind deshalb wahrscheinlich, aufgrund der z.T. deutlich ausgebildeten Schiefen der Verteilungen werden solche Fehler jedoch ohne gravierenden Einfluß auf die Interpretation sein, da positive Schiefen der Normalverteilung in negative Schiefen der logarithmischen Normalverteilung umgeformt werden und in beiden Fällen die Toleranzgrenzen für t - Tests bereits überschritten sein können. Diese Schwierigkeit unterstreicht die Fragwürdigkeit in der Anwendbarkeit dieses Tests bei den vorliegenden Verteilungen. Obwohl bei einigen Elementen bei allen 51 Proben log - normale Verteilungen vorhanden sind und in den einzelnen Fazies aufgrund variierender Umwandlungsgrade der gleiche Verteilungstyp wie in der Gesamtprobengruppe zu erwarten wäre, wurden die Verteilungen in den Fazies im Zweifelsfall ebenfalls als normal behandelt.

17.2. Der Verteilungstyp des Rubidiums (und Niobiums)

Bei der Durchführung des Kolmogorov - Tests ergaben sich bei Rubidium und Niobium Schwierigkeiten dadurch, daß beide Elemente in nur sehr geringen Konzentrationen im Mafit von Riihilahti enthalten sind und deshalb in vielen Fällen die Nachweisgrenze von 2 ppm (3 - fache Standardabweichung) unterschritten wurde.

Die Schwierigkeiten begannen bereits bei der Berechnung des Mittelwertes. Bei der Berechnung des arithmetischen Mittels wird der Wert durch die Abweichung der Realgehalte von den als 0 gesetzten Meßergebnissen geringfügig zu nieder, wobei das Ausmaß dieses kleinen Fehlers bei geringeren Prozentsätzen unter der Nachweisgrenze (wie z.B. bei Na_2O , C und auch bei Nb) noch vernachlässigt werden kann, zumal schon bei der Rundung zu ganzen ppm Ungenauigkeiten bei der Berechnung auftre-

ten. Wenn man bedenkt, wie unsicher die gemessenen Elementgehalte aufgrund der Bestimmungen nahe der Nachweisgrenze (Kap. 13.3.4) und der Bezugnahme auf internationale Standards (siehe Kap. 12) tatsächlich sind, werden diese Abweichungen unerheblich.

Anders sieht es aus, wenn ein hoher Prozentsatz der Meßwerte (wie bei Rb) unter der Nachweisgrenze liegt, aber andererseits Ergebnisse vorliegen, die deutlich höher als die Nachweisgrenze sind. Hier können sich Mittelwerte ergeben, die mit Sicherheit (rechnerisch) deutlich zu niedrig liegen.

Besonders problematisch wird die Situation bei der Berechnung des geometrischen Mittels, da $\log 0$ nicht definiert ist. In diesem Fall können nur die über der Nachweisgrenze liegenden Werte berücksichtigt werden, d.h. der Mittelwert liegt deutlich zu hoch.

Um zu kontrollieren, ob die Rubidium - Gehalte einer logarithmischen Normalverteilung gehorchen könnten, mußten die Elementgehalte in ihre Logarithmen umgeformt werden. Nur 16 der 51 Meßwerte (= 31.4 % !) konnten somit für den Kolmogorov - Test auf log - normale Verteilung verwendet werden. Der maximale D - Wert von 0.19 ist für 16 Proben keinesfalls Hinweis auf einen signifikanten Unterschied der Verteilungen.

Um eine bessere Annäherung des geometrischen Mittelwertes und seiner Standardabweichung an den tatsächlichen Wert zu erreichen, wurde für die Meßwerte unter 2 ppm ein durchschnittlicher Gehalt von 1 ppm angenommen. Daraus resultiert ein deutlich niedrigerer Mittelwert von $m = 0.28919$ ($s_m = 0.46813$, $10^m = 1.95$). Für die Ermittlung des D - Wertes unter Berücksichtigung der Einzelmessungen (siehe Kap. 14.4) darf jedoch nicht der Logarithmus des angenommenen Durchschnitts (1 ppm) unter der Nachweisgrenze herangezogen werden. Für den Vergleich der beiden Verteilungen muß auf die k% der Nachweisgrenze und deren Unterschied zur theoretischen Verteilung zurückgegriffen werden. Im vorliegenden Fall errechnet sich ein $D_{\max}$ von 0.174.

Der D - Wert von 0.174 würde bei 51 Proben mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 10 % zur Verwerfung der H_0 (Gleichheit der Verteilungen) ausreichen.

Es muß also für Rubidium die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, daß eine Verteilung vorliegt, die weder durch eine Normalverteilung, noch durch eine logarithmische Normalverteilung ausreichend zu beschreiben ist. Es kann sein, daß es sich beim Rubidium um eine sehr viel

kompliziertere Verteilung handelt.

Für die Berechnung von Pearson'schen Korrelationskoeffizienten, für die eine Gauss - Verteilung Voraussetzung ist, wäre es zweckmäßig, eine log - normale Verteilung anzunehmen. Unterschiede zur log - normalen Verteilung sind zwar möglicherweise vorhanden, sind aber kleiner als zur Normalverteilung.

Außer für die Korrelationen mit anderen Elementen spielt der Verteilungstyp des Rubidiums jedoch keine Rolle, da ein zu hoher Prozentsatz an Rubidium - Bestimmungen unter der Nachweisgrenze liegt, um sinnvoll statistische Tests (wie z.B. t - Test) durchführen zu können.

18. Unterschiede in der geochemischen Charakteristik der Mafit - Fazien

Ein Vergleich des geochemischen Verhaltens der Haupt- und Spurenelemente in der MIF, MEF und MKF im Verlauf der Umwandlungen war nur eingeschränkt möglich (siehe Kap. 15.4). Deshalb muß sich ein Vergleich der geochemischen Charakteristik auf die Interpretation von Mittelwerten und Verteilungen konzentrieren (vergl. Tab. 18.1). Die Standardabweichungen der Analysenwerte werden für die folgende Diskussion nur indirekt benützt, da sie zwar in die Berechnung der Schiefe eingehen, aber nur eine Information über die Streuung innerhalb der Elementgehalte, und damit über den Vertrauensbereich des Mittelwertes liefern. Die Schiefe dagegen läßt darüber hinaus die Überlegung zu, wie die Verteilung aussehen könnte und in welchen Konzentrationsbereichen bevorzugt weitere Meßwerte zu erwarten wären. Die Interpretationen der Verteilungen, besonders der Schiefen, sind natürlich nicht zu hoch zu bewerten, da bei den geringen Probenzahlen von maximal 25 relativ leicht Abweichungen gegenüber Schiefen auftreten können, deren Berechnung auf höheren Probenzahlen der gleichen Population beruhen. Dennoch erscheint es vertretbar, diese Schiefen zu interpretieren (siehe Kap. 17).

Die ermittelten Elementgehalte sollten im allgemeinen für " mobile " Elemente (wie z.B. SiO_2) von der MIF zur MEF abnehmen (vergl. Korrelationsmatrizes mit VIND und Kap. 15.4). Der Unterschied zwischen diesen 2 Fazien ist durch eine verstärkte Abfuhr im Verlauf der Umwandlung zu erklären. Weiter verringerte Gehalte in der MKF dagegen sollten zumindest zum Teil auf einen Verdünnungseffekt infolge der Karbonatausfällung zurückzuführen sein (siehe unten).

Um unnötige Wiederholungen zu vermeiden, sei für den Vergleich der Schiefen und Mittelwerte auf die Tabelle 18.1 verwiesen und auf die ausführliche Diskussion des Verhaltens der einzelnen Elemente bei der Umwandlung (siehe Kap. 15.4.3.1 bis 15.4.3.14).

Berechnet man die durchschnittlichen Gehalte in den drei Fazien karbonatfrei und vergleicht die normierten Elementgehalte, bewegen sich bei den Hauptelementen nur SiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 und K_2O in vergleichbaren Konzentrationsbereichen. Die Gehalte an TiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O und Graphit liegen in der MKF deutlich niedriger, während MnO , MgO , CaO und Schwefel deutlich höher liegen. Es kann also nicht nur die Karbonatausfällung zusammen mit der Ausfällung von mehr Sulfiden in diesem Bereich für die Unterschiede der MKF gegenüber den beiden anderen Fazien

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Schiefe
SiO ₂	31.95	6.46	23.97	48.63	20.20	1.11
TiO ₂	1.26	0.70	0.24	2.57	55.27	0.28
Al ₂ O ₃ *	14.88	2.71	10.40	19.86	18.19	-0.07
Fe ₂ O ₃ *	26.39	4.89	16.28	37.61	18.52	-0.08
MnO	0.13	0.05	0.06	0.31	40.95	1.63
MgO	13.00	2.57	5.82	16.26	19.75	-1.00
CaO	6.22	2.63	3.12	13.64	42.29	0.95
Na ₂ O	0.30	0.19	0.02	0.72	64.01	0.74
K ₂ O =	0.15	0.07	0.03	0.29	46.68	0.21
P ₂ O ₅	0.33	0.21	0.10	0.99	63.36	1.49
S =	2.10	0.93	0.63	4.50	44.29	0.81
H ₂ O ⁺	3.13	2.19	0.01	7.42	69.80	0.56
H ₂ O ⁻	0.42	0.24	0.16	1.05	55.76	1.16
CO ₂ =	0.61	0.61	0.02	2.80	99.44	1.79
C	1.36	0.64	0.13	2.28	46.73	-0.29
Co ^{§=}	417	137	228	782	32.71	1.19
Cr ^{§=}	111	97	26	385	87.40	1.69
Cu ^{§=}	2229	1419	715	5690	63.66	1.38
Nb	6	5	0 [#]	20	79.06	1.14
Ni	291	148	43	556	50.86	-0.13
Rb	80 % < LLD		0 [#]	11		
Sr	34	21	5	84	61.73	0.83
V	246	136	23	534	55.17	0.22
Y	51	22	18	115	43.12	0.90
Zn ^{§=}	604	737	22	3293	122.08	2.15
Zr	151	40	66	222	26.46	-0.17

Tabelle 18.1 a : Populationsstatistische Angaben zu den ermittelten Elementgehalten in den 25 Proben der MIF; Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

Element	m	s _m	Schiefe	10 ^m
K ₂ O	-0.87196	0.23887	-0.72	0.13
CO ₂	-0.45540	0.53885	-0.60	0.35
S	0.28088	0.19799	-0.32	1.91
Co	2.60127	0.12791	0.64	399
Cr	1.92581	0.31486	0.45	84
Cu	3.28115	0.23477	0.60	1911
Zn	2.50479	0.54148	-0.33	320

Tabelle 18.1 b : Geometrische Mittelwerte einiger Elementgehalte der MIF; Hauptelemente in Gew. - %, Spurenelemente in ppm;

* : Gesamteisen als Fe₂O₃

§ : in dieser Gruppe eher log - normal verteilt (geometrische Mittelwerte siehe Tab. 18.1 b, 18.1 d und 18.1 f)

= : in den 51 Mafit - Proben log - normal verteilt (geometrische Mittelwerte siehe Tab. 18.1 b, 18.1 d und 18.1 f)

: unter der Nachweisgrenze (LLD), deshalb als 0 angenommen

Die Schiefe wird als Hinweis auf mögliche Abweichungen von der Idealverteilung angegeben.

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Schiefe
SiO ₂	29.46	6.01	23.76	44.04	20.40	1.05
TiO ₂	1.58	0.70	0.39	2.79	44.42	-0.15
Al ₂ O ₃ *	15.83	2.04	12.07	18.58	12.89	-0.45
Fe ₂ O ₃	27.51	6.26	16.06	36.64	22.75	-0.25
MnO	0.15	0.04	0.10	0.23	24.06	0.61
MgO	13.90	2.38	7.16	16.74	17.15	-1.19
CaO	6.01	3.27	1.58	13.21	54.42	0.58
Na ₂ O	0.37	0.35	0.06	1.45	93.07	1.72
K ₂ O =	0.39	0.38	0.04	1.22	98.84	1.00
P ₂ O ₅	0.32	0.12	0.14	0.50	36.50	-0.02
S =	2.74	2.26	0.32	7.81	82.56	0.76
H ₂ O ⁺	3.08	1.17	0.94	5.74	37.91	0.32
H ₂ O ⁻	0.32	0.10	0.20	0.53	31.44	0.49
CO ₂ =	1.19	0.87	0.02	3.29	75.60	0.91
C	1.30	0.52	0.40	2.15	40.04	-0.31
Co =	607	335	214	1530	55.26	1.14
Cr =	102	50	24	242	49.16	1.08
Cu =	2672	1968	333	6730	73.64	0.83
Nb	7	4	0 [#]	15	61.44	-0.04
Ni	338	169	93	650	49.99	0.41
Rb	53 % < LLD		0 [#]	38		
Sr	41	31	10	137	76.05	1.53
V	333	147	82	596	44.13	-0.13
Y	61	20	36	99	33.21	0.45
Zn §=	1449	2143	245	8465	147.84	2.19
Zr	155	27	103	205	17.58	0.01

Tabelle 18.1 c : Populationsstatistische Angaben zu den Elementgehalten der MEF (N = 17); Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

Element	m	s _m	Schiefe	10 ^m
K ₂ O	-0.62758	0.46772	-0.04	0.24
CO ₂	-0.10129	0.52075	-1.61	0.98
S	0.26354	0.43904	-0.35	1.83
Co	2.72458	0.23408	-0.02	530
Cr	1.95863	0.22259	-0.59	91
Cu	3.30331	0.36085	-0.39	2011
Zn	2.89835	0.43456	1.00	791

Tabelle 18.1 d : Geometrische Mittelwerte der MEF; Zeichenerklärung
siehe Seite 118 b

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Schiefe
SiO ₂	22.07	6.06	17.02	33.90	27.48	0.79
TiO ₂	0.57	0.44	0.19	1.44	76.77	0.80
Al ₂ O ₃ *	10.68	2.15	6.22	13.18	20.13	-0.73
Fe ₂ O ₃ *	17.07	5.77	11.38	29.59	33.83	0.99
MnO	0.13	0.03	0.09	0.17	21.01	0.10
MgO	15.95	2.79	10.56	18.90	17.48	-0.96
CaO	15.21	4.00	6.36	20.82	26.32	-0.86
Na ₂ O	0.13	0.15	0 [#]	0.37	112.85	0.55
K ₂ O =	0.22	0.25	0.01	0.76	117.30	0.97
P ₂ O ₅	0.29	0.15	0.11	0.55	51.16	0.24
S =	4.36	3.27	0.60	12.10	75.14	1.26
H ₂ O ⁺	3.22	1.73	0.56	5.49	53.62	-0.06
H ₂ O ⁻	0.48	0.14	0.27	0.71	28.61	0.02
CO ₂ =	9.95	3.64	4.31	15.46	36.61	-0.17
C	0.46	0.38	0 [#]	1.17	83.26	0.52
Co =	732	612	275	2250	83.66	1.58
Cr =	123	165	8	467	133.62	1.14
Cu =	3135	2356	507	8620	75.15	1.19
Nb	89 % < LLD		0 [#]	8		
Ni	235	150	109	595	63.88	1.44
Rb	60 % < LLD		0 [#]	15		
Sr	73	23	45	119	31.82	0.72
V	129	96	38	290	74.86	0.46
Y	32	11	18	47	35.25	0.10
Zn =	1877	1640	338	4823	87.41	0.71
Zr	84	34	32	123	39.81	-0.55

Tabelle 18.1 e : Populationsstatistische Angaben zu den Elementgehalten der MKF (N = 9); Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

Element	m	s _m	Schiefe	10 ^m
K ₂ O	-1.03545	0.66986	-0.05	0.09
CO ₂	0.96693	0.18262	-0.55	9.27
S	0.52892	0.35532	-0.61	3.38
Co	2.77029	0.28165	0.72	589
Cr	1.73616	0.60975	0.16	54
Cu	3.38944	0.34126	-0.41	2452
Zn	3.11962	0.39456	0.12	1317

Tabelle 18.1 f : Geometrische Mittelwerte der MKF; Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

in den Spurenelement - Gehalten verantwortlich gemacht werden.

Während unter den Spurenelementen nur die Ni- und Cr - Gehalte als Auswirkungen eines Verdünnungseffektes zu erklären sind, ergibt sich bei praktisch allen anderen Spuren keine Übereinstimmung. Die Gehalte von Co, Cu, Zn und Sr zeigen einen Anstieg der Gehalte von der MIF über MEF mit den höchsten Gehalte in der MKF. Der Anstieg bei den drei chalkophilen Elementen resultiert aus einer Abfuhr in der MIF und einer hydrothermalen Zufuhr bzw. Umlagerung mit einer Ausfällung als Sulfide in der MEF und MKF. Die Sr - Gehalte, die von der MIF über die MEF zur MKF ebenfalls ansteigende Tendenz zeigen, werden zwar dem relativ intensiven Kontakt mit Meerwasser zugeschrieben (vergl. z.B. RIDLEY et al 1974), es dürfte sich hier allerdings in Übereinstimmung mit den meisten Analysen in der Literatur nicht um eine Aufnahme aus dem Meerwasser handeln (z.B. MENZIES & SEYFRIED 1979), sondern um eine verringerte Abfuhr durch die Ausfällung zusammen mit CaO als Karbonat.

V, Zr und Y sind in ihren Gehalten im Vergleich zu den beiden anderen Fazien in der MKF deutlich niedriger, was zumindest bei Zr und Y durch die Reaktion des Mafits mit CO₂ - gesättigtem Meerwasser erklärbar sein könnte (vergl. HYNES 1980).

Die Gehalte an Nb im Vergleich der drei Fazien sind nur bedingt

interpretierbar. Da 8 von 9 Analysen in der MKF Gehalte unter der Nachweisgrenze ergaben, fällt ein Vergleich schwer. Da aber in den anderen Fazien mehr Analysen über der Nachweisgrenze liegen, sollten dort die durchschnittlichen Nb - Gehalte höher sein als in der MKF. Auch der Vergleich der beiden anderen Fazien ist kritisch, da auch hier in beiden Fällen 12 % der Nb - Gehalte kleiner als 2 ppm sind. Dieser Prozentsatz zeigt, daß ein Unterschied, falls er überhaupt reell existiert, nicht groß sein kann. Nimmt man für die Gehalte unter der Nachweisgrenze den Wert 0 an und berechnet den arithmetischen Mittelwert, ergibt sich für die MEF ein um ca. 1 ppm höherer Durchschnittswert.

Für Rb ist keine Mittelwertbildung vertretbar, da in der MIF 80 % aller Meßwerte kleiner als die Nachweisgrenze sind (d.h. unter 2 ppm) und in der MEF immerhin 53 %. Der Unterschied im relativen Anteil an sehr niedrigen Werten spricht jedoch dafür, daß in der MEF mit durchschnittlich höheren Rb - Gehalten durch die Aufnahme aus dem Meerwasser zu rechnen ist (siehe unten).

Um die beobachteten Unterschiede in den Mittelwerten der Fazien, besonders der MIF und MEF (siehe Abb. 18.1) auch statistisch abzusichern, wurden diverse statistische Tests durchgeführt.

Diese Tests beschränken sich auf den Vergleich von MIF und MEF, da die Unterschiede zur MKF in den meisten Fällen offensichtlich sind und keiner Kontrolle bedürfen (siehe Tab. 18.1). Zudem bilden nur 9 Analysen eine zu schmale Basis für fundierte Aussagen.

Die Elemente Kobalt, Chrom und Kupfer sind in der MIF nach dem Kolmogorov - Test mit ausreichender statistischer Sicherheit nicht normalverteilt, während die gleichen Elemente in der MEF zwar ausgeprägte Schiefen aufweisen, aber keinen gesicherten Unterschied zur Normalverteilung zeigen. Mit dem t - Test können nur normalverteilte Populationen miteinander verglichen werden, d.h. es ergeben sich für den Vergleich der beiden Fazien Schwierigkeiten (vergl. Kap. 14.2).

Nimmt man an, daß beide Verteilungen vergleichbar sind und nur graduelle Unterschiede bestehen, ist nicht klar, ob bei so starken Abweichungen von der Normalverteilung (die in der MIF sogar statistisch abzusichern sind) ein t - Test noch vertretbare Ergebnisse liefert. Logarithmiert man die nicht normalverteilte Population und überführt sie so in eine Normalverteilung mit geringerer Schiefe, ist kein t - Test mehr möglich, da zwar zwei nominell normalverteilte Populationen verglichen werden, die Zahlenwerte aber hochsignifikant differieren. Als Notlösung

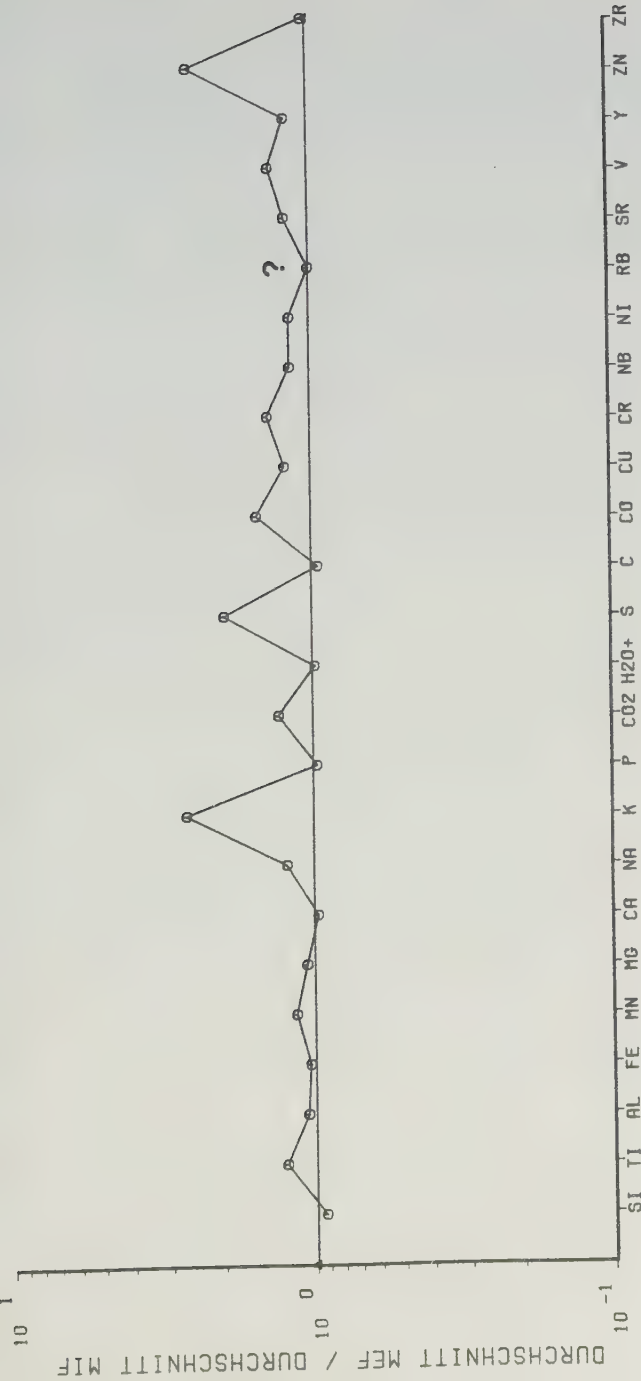


Abbildung 18.1 : Graphische Darstellung der Unterschiede in den Mittelwerten von MIF und MEF.
Rubidium wurde in beiden Fazien als 1 ppm angenommen.

bietet sich an, beide Verteilungen zu logarithmieren und anzunehmen, daß der Fehler auf diese Weise am geringsten gehalten wird. Diese Fehler sind u.U. geringer als in den Fällen, in denen deutlich schiefe Normalverteilungen (vergl. Tab. 18.1) in unlogarithmierter Form verglichen werden.

Bei welchen Elementen möglicherweise eine Fehlinterpretation erfolgte, ergibt sich aus dem Vergleich des t - Testes mit den anderen Tests (siehe Tab. 18.2, 18.3).

Beim t - Test zwischen den beiden Mafit - Fazien ergaben sich mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit $< 5\%$ Unterschiede für die Durchschnittsgehalte von Kalium, Zink, CO_2 und Rubidium (unter Vernachlässigung der Werte < 2 ppm und bei Verwendung der Logarithmen). Mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von ca. 6% zeigen die beiden Fazien Unterschiede in den Gehalten von Kobalt und Vanadium.

Um den genannten Schwierigkeiten auszuweichen, wurden weitere Tests durchgeführt, bei denen der Verteilungstyp keine wesentliche bzw. gar keine Rolle spielt.

Mit dem Tukey - Test (siehe Kap. 14.3) wurde die Nullhypothese überprüft, daß zwischen den Elementgehalten der beiden Fazien ein Unterschied besteht. Diese H_0 kann bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von unter 5% für K_2O und unter 1% für Zn angenommen werden. In allen anderen Fällen wurde die H_0 zurückgewiesen.

Da die Zurückweisung der H_0 eventuell durch einen extremen (untypischen) Wert in einer der Fazien verursacht sein könnte (siehe Kap. 14.3), wurde auch der modifizierte Tukey - Test durchgeführt. Bei diesem Test lagen die Statistik - Werte bei Al_2O_3 und K_2O knapp unter der statistischen Sicherheit von 95% . Für sie mußte, ebenso wie für alle anderen Elemente mit Ausnahme des Zn die H_0 , daß ein Unterschied zwischen den Durchschnittsgehalten der beiden Fazien besteht, zurückgewiesen werden. Für Zn wurde auch mit dem modifizierten Tukey - Test die H_0 mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von maximal 1% angenommen.

Unabhängig vom Mittelwert oder Verteilungstyp arbeitet der Smirnov - Test (siehe Kap. 14.5). Die Grenzwerte bei den entsprechenden statistischen Sicherheiten für den Vergleich von 17 mit 25 Proben sind:

80% (0.336); 90% (0.384); 95% (0.428); 98% (0.478);
 99% (0.512).

Element	F	t
SiO ₂	1.28	1.59
TiO ₂	1.00	1.34
Al ₂ O ₃	1.91	0.80
Fe ₂ O ₃	1.72	0.35
MnO	2.12	1.40
MgO	1.16	0.79
CaO	1.49	0.37
Na ₂ O	3.24 *	0.74
K ₂ O	26.80 **	2.47 *
P ₂ O ₅	3.36 **	0.38
S	5.21 **	1.01
H ₂ O ⁺	3.83 **	0.23
CO ₂	2.06	2.44 *
C	1.55	0.46
L Co	3.35 **	1.98 (siehe Text)
L Cr	2.00	0.37 (siehe Text)
L Cu	2.36	0.24 (siehe Text)
Nb	1.15	0.83
Ni	1.31	0.94
L Rb	3.78 **	2.24 * (siehe Text)
Sr	2.23	0.90
V	1.18	1.98
Y	1.17	1.51
L Zn	1.55	2.50 *
Zr	2.15	0.36

Tabelle 18.2 : F- und t - Werte für den Vergleich zwischen MIF und MEF

L = dekadischer Logarithmus; * = Signifikanz - Level 0.05;

** = Signifikanz - Level 0.01

Der **F - Wert** läßt die Wahrscheinlichkeit dafür erkennen, daß sich die Variationsbereiche unterscheiden. Bei Irrtumswahrscheinlichkeiten < 0.05 für diese Annahme wurden modifizierte t - Werte errechnet (siehe Kap. 14.2).

Der **t - Wert** gibt durch seine Größe ein Maß für die Wahrscheinlichkeit dafür, daß H₀ (beide Mittelwerte sind verschieden) stimmt.

	A		B		C	
	1	2	1	2	3	4
SiO ₂	3	> 5%	8	> 5%	0.332	-
TiO ₂	3	> 5%	3	> 5%	0.308	-
Al ₂ O ₃	#	-	9	> 5%	0.280	-
Fe ₂ O ₃ *	2	> 5%	2	> 5%	0.271	-
MnO	#	-	#	-	0.402	10%
MgO	4	> 5%	6	> 5%	0.325	-
CaO	4	> 5%	4	> 5%	0.176	-
Na ₂ O	4	> 5%	4	> 5%	0.209	-
K ₂ O	7	5%	9	> 5%	0.431	5%
P ₂ O ₅	#	-	#	-	0.271	-
CO ₂	#	-	8	> 5%	0.468	5%
C	#	-	#	-	0.224	-
S	#	-	#	-	0.313	-
H ₂ O ⁺	#	-	#	-	0.242	-
H ₂ O ⁻	#	-	#	-	0.320	-
Co	#	-	4	> 5%	0.506	2%
Cr	4	> 5%	5	> 5%	0.247	-
Cu	#	-	#	-	0.231	-
Nb	1	> 5%	2	> 5%	0.249	-
Ni	6	> 5%	7	> 5%	0.191	-
Rb [§]	4	> 5%	6	> 5%	0.332	20%
Sr	4	> 5%	4	> 5%	0.174	-
V	3	> 5%	8	> 5%	0.313	-
Y	#	-	8	> 5%	0.306	-
Zn	11	1%	14	1%	0.402	10%
Zr	#	-	#	-	0.184	-

* Gesamteisen als Fe₂O₃, § Einschränkungen siehe Text

Tabelle 18.3 : Vergleich der Ergebnisse von Tukey - Test (A), modifizierten Tukey - Test (B) und Smirnov - Test (C).

1 = Wert der Tukey - Statistik

2 = Irrtumswahrscheinlichkeit für die Annahme der Nullhypothese

3 = D_{max} des Smirnov - Tests (siehe Kap. 14.5)

4 = Maximale Irrtumswahrscheinlichkeit für unterschiedliche Verteilungen; - = > 20%

= Da der höchste und der niedrigste Wert der gleichen Probengruppe angehören, muß die Nullhypothese eines Unterschiedes zurückgewiesen werden

Mit diesem Test wurde überprüft, ob die Verteilungen in beiden Fazien identisch sind. Bei einer Zurückweisung der H_0 kann allerdings nicht ausgesagt werden, worin ein solcher Unterschied besteht.

Ein Unterschied der beiden Fazien deutet sich für das Rb mit einer statistischen Sicherheit von 80 % an. Diese Wahrscheinlichkeit ist zwar weit davon entfernt, für Rb einen Unterschied als erwiesen betrachten zu können, da aber so hohe Prozentsätze der Bestimmungen unter der Nachweisgrenze liegen (siehe Kap. 18.), kommen diesen 80 % statistische Sicherheit doch eine gewisse Bedeutung zu. Der maximale Unterschied, der sich beim Smirnov - Test für die zwei Verteilungen des Rb in den Fazien mit $D = 0.332$ ergibt, ist unabhängig von den unter der Nachweisgrenze liegenden Werten, da dieser maximale Unterschied in dem Bereich zu finden ist, der durch höhere Analysenwerte abgedeckt ist. In diesem speziellen Fall ist also keine Einschränkung der Aussage durch die Nachweisgrenze anzunehmen. Eine Verfälschung wäre nur in dem Sinne denkbar, daß im Bereich unterhalb der Nachweisgrenze ein noch größerer Unterschied zu finden wäre, der mit geringerer Irrtumswahrscheinlichkeit auf einen Unterschied hindeutet.

Deutlicher, d.h. mit einer maximalen Irrtumswahrscheinlichkeit von 10 %, sind die Unterschiede, die für Zn und MnO durch diesen Test aufgezeigt werden. Während für Zn abweichende Durchschnittsgehalte für den Unterschied verantwortlich zu machen sind, sind bei MnO vermutlich die unterschiedlich ausgebildeten Streuungsbereiche und Schiefen für dieses Ergebnis verantwortlich.

Irrtumswahrscheinlichkeiten von unter 5 % bestehen für Unterschiede in den Verteilungen von K_2O und CO_2 , d.h. die Wahrscheinlichkeit, daß zwischen den beiden Fazien Unterschiede für diese beiden Bestandteile bestehen (vergl. Mittelwerte) ist sehr hoch. Überraschend hoch (98 % Sicherheit) ist die Wahrscheinlichkeit für einen Unterschied im Bezug auf Co. Diese hohe Sicherheit beruht möglicherweise auf den beim F - Test aufgezeigten Unterschied der Varianzen (vergl. Tab. 18.2) und dem im t - Test angedeuteten Unterschied der Mittelwerte.

Zusammenfassend wird klar, daß offensichtlich zwischen der MIF und MEF Unterschiede bestehen. Sie beruhen z.T. auf unterschiedlichen Durchschnittsgehalten einiger Elemente, wobei unter Berücksichtigung aller Tests die Unterschiede bei Zn, CO_2 , K_2O , Co und V ins Auge fallen. Auffällig ist auch der Unterschied in den Rb - Gehalten, auch wenn mit statistischen Methoden aufgrund der vorliegenden Analysenergebnisse

keine klare Abschätzung möglich ist. Diese Elemente und ihre Gehalte könnten also einen Hinweis auf die Zugehörigkeit zu einer der Fazien liefern und spielen deshalb bei multivarianten statistischen Operationen (z.B. Diskriminanzanalysen) eine wesentliche Rolle.

Die Unterschiede sind Ausdruck der abweichenden durchschnittlichen Umwandlungsbedingungen der beiden Fazien und bestätigen bzw. untermauern die Vermutung, daß K_2O , CO_2 und Rb bei der Umwandlung des Mafits (MEF) im Kontakt mit Meerwasser aufgenommen wurden, wie es nach experimentellen Untersuchungen und Naturbeobachtungen zu erwarten ist, wenn " Basalte " bei hohen Wasser / Gesteins - Verhältnissen und relativ niedrigen Temperaturen umgewandelt werden.

Da bei der MIF niedrigere Wasser / Gesteins - Verhältnisse zu erwarten sind und außerdem Elemente, die häufig als immobil angesehen werden, deutlichen Veränderungen unterworfen wurden, kann davon ausgegangen werden, daß ein großer Teil der Umwandlung bei Temperaturen von 200° C und darüber erfolgten.

19. Die Anzahl der Extrusionen in Riihilahti

Beim Vergleich der durchschnittlichen Elementgehalte in der MIF und MEF unter dem Gesichtspunkt einer möglichen geochemischen Unterscheidungsmöglichkeit dieser beiden Fazien (siehe Kap. 18) wurden Unterschiede in den Gehalten an K_2O und Rb deutlich, die in Übereinstimmung mit vielen Naturbeobachtungen (z.B. HART & STAUDIGEL 1982, MENZIES & SEYFRIED 1979) für eine Aufnahme dieser Elemente beim Kontakt des Mafits mit Meerwasser sprechen. Wertet man diese Unterschiede als Hinweis darauf, wo der Mafit Kontakt mit Meerwasser hatte, ergeben sich in der MEF einige Anhaltspunkte dafür, daß es sich beim großen extrusiven Körper in den geologischen Querprofilen Nr. 5 und 6 (siehe Abb. 4.6 und 4.7) um mehr als nur eine Extrusion handeln sollte.

In der MIF war für viele Elemente eine oft symmetrische Abnahme der Gehalte von der Mitte der Körper zum Rand und damit zu stärker umgewandelten Bereichen hin feststellbar (vergl. Kap. 15.5). Die Verhältnisse in der MEF wurden meist als uneinheitlich, komplex und kaum interpretierbar beschrieben. Geht man aber davon aus, daß ein Analogschluß zur MIF zulässig ist und tatsächlich mehr als nur eine Extrusion vorliegt, werden diese Beobachtungen bezüglich der Umwandlungsvorgänge in der MEF (siehe Abb. 19.1 und 19.2) eher verständlich. Besonders der erhöhte Umwandlungsgrad in der Mitte der Extrusion, der in völligem Widerspruch zur MIF steht, erhält dann eine wichtige Bedeutung. Aber selbst unter Berücksichtigung dieser Möglichkeit von mehreren Extrusionen ist das Verhalten einiger Elemente uneinheitlich, was auf die Änderung der physiko - chemischen Bedingungen auf engem Raum und den möglichen Einfluß der hydrothermalen Aktivität zurückgeführt wird.

Nimmt man mehr als eine Extrusion an, wurde jede der Extrusionen relativ unabhängig voneinander vom Rand zur Mitte hin in abnehmendem Maße einer Umwandlung unterworfen, wobei jedoch angenommen werden muß, daß selbst die innersten Teile erheblichen Veränderungen unterworfen wurden (siehe Abb. 19.3).

Die Erzeugung eines solchen Umwandlungsmusters könnte aber auch durch ein Kluftflächensystem mit starker Wasserzirkulation (aufgeheiztes Meerwasser) erzeugt werden. Der Bereich erhöhter Umwandlung, der u.a. an den Unterschieden in den Gehalten von K_2O , Rb u.a. (vergl. Abb. 19.1 und 19.2) innerhalb eines Profiles erkennbar ist, muß also

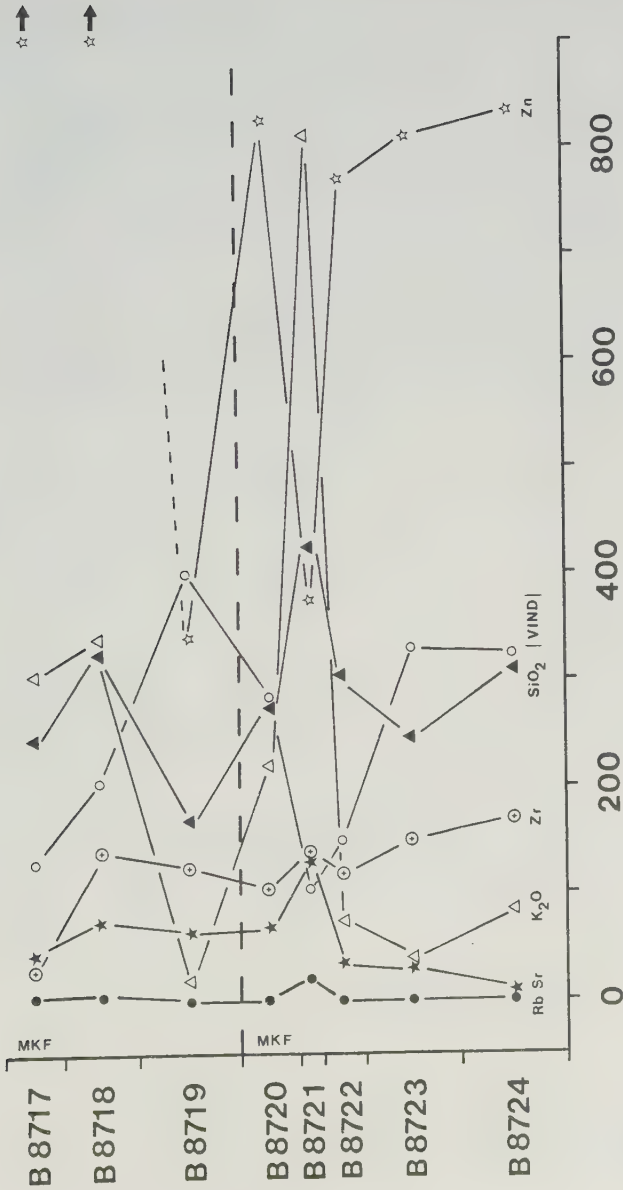


Abbildung 19.1 : Elementgehalte in einem Profil durch den Mafit der extrusiven Fazies (MEF);
vergl. Abb. 4.7, Bohrung 31

SiO₂, K₂O in Gew. - %, Rb, Sr, Zn und Zr in ppm

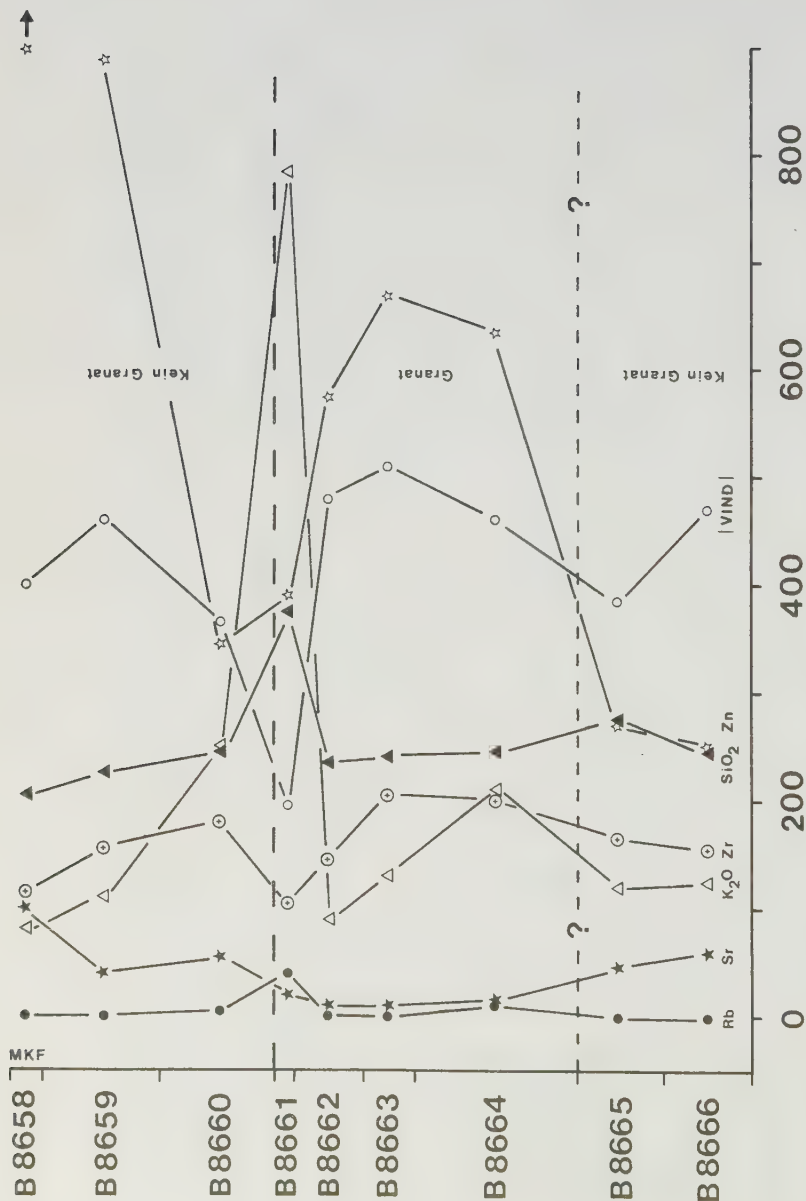


Abbildung 19.2 : Elementgehalte in einem Profil durch den Mafit der extrusiven Fazies (MEF) ; vergl. Abb. 4.7, Bohrung 47

SiO₂, K₂O in Gew. - %, Rb, Sr, Zn und Zr in ppm

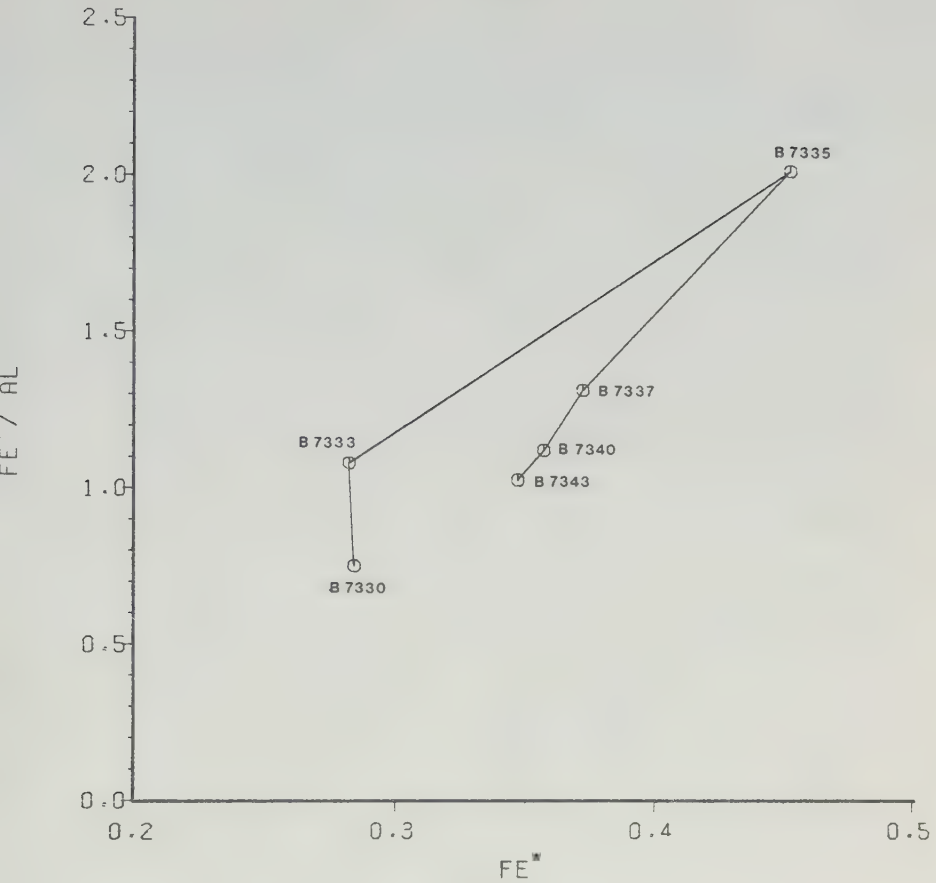


Abbildung 19.3 a : Umwandlungstrend des Eisens in einem Profil durch den Mafit der intrusiven Fazies (MIF) in Kationen - Äquivalenten (siehe Kap. 15.4.3.3)

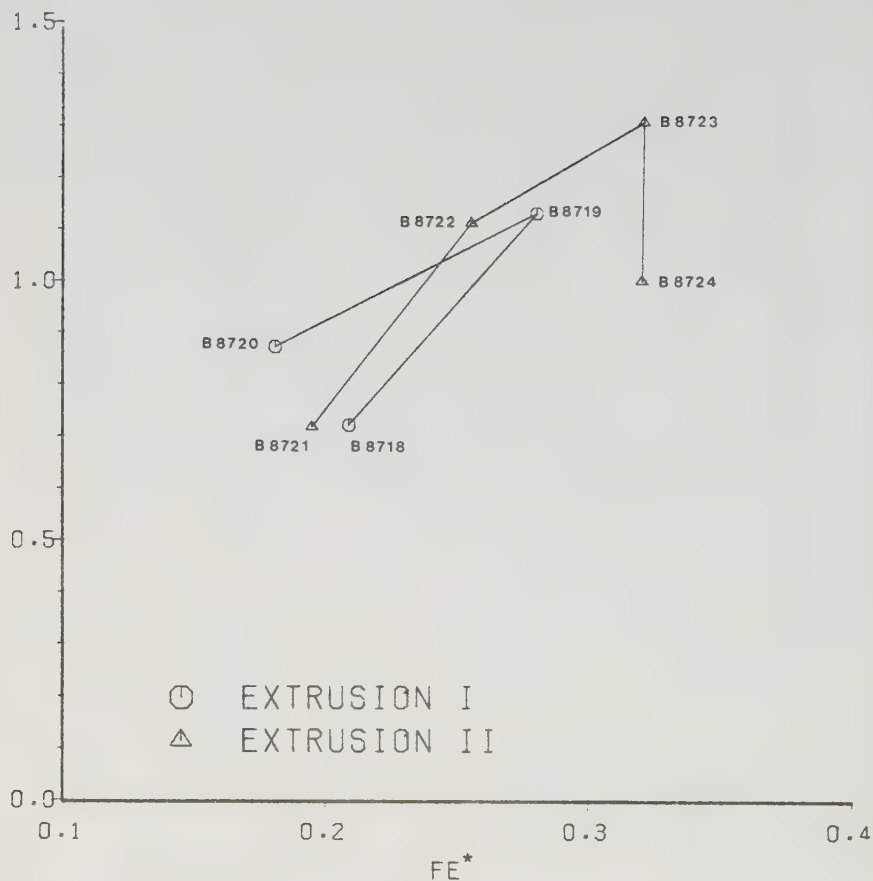


Abbildung 19.3 b : Umwandlungstrend des Eisens, interpretiert als die Trends zweier Extrusionen

Die Probe B 8717 ($x = 0.346$, $y = 3.037$) wurde nicht dargestellt

nicht zwangsläufig der Hangendbereich einer Extrusion sein.

Die Vermutung, daß zwei oder mehr, zeitlich getrennte Extrusionen vorliegen, erhält dagegen Nahrung durch die geologischen Gegebenheiten, d.h. durch die Zwischenlagerung von sedimentärem Material in den Ausläufern des Mafits (siehe Profil Nr. 7, Abb. 4.8). Auch das Auftreten von (makroskopisch erkennbarer) Granatführung in einzelnen Partien des Mafits, die aufgrund der geochemischen Gesichtspunkte als eigenständige Extrusionen interpretierbar sind (siehe Abb. 19.1, 19.2), unterstützen diese Auffassungen.

Es müßte sich also um Magmenschübe gehandelt haben, die in einem so großen zeitlichen Abstand zueinander folgten, daß zwar noch keine bzw. eine nur sehr geringmächtige sedimentäre Schicht ausgebildet werden konnte, andererseits um so viel später, daß die hangendsten Partien einer verstärkten chemischen Umwandlung unterworfen werden konnten, die zuweilen sogar zur Ausbildung von karbonatreichen Zonen führte (siehe Abb. 19.1).

Eine sedimentäre Bedeckung dürfte bei einem Lavastrom zuerst an den dünneren Randpartien zu erwarten sein, während die sedimentäre Auflage im zentralen Bereich der Extrusion nur unvollständig und auf Vertiefungen in der Oberfläche beschränkt sein sollte. Eine solche Zumischung von sedimentärem Material muß nach einer Überdeckung durch einen zweiten Lavakörper und anschließender Metamorphose mit mehreren Faltungen nicht mehr nachweisbar sein. Sie kann aber durch die Einbringung von detritischem Material wie Quarz und Tonmineralen (im weitesten Sinne) die, durch chemische Umwandlung auftretenden Stoffänderungen (besonders die Aufnahme von K_2O und Rb), noch verstärken. In den Profilen durch die MEF wären durch solche Zumischungen bei den Proben B 8721 (siehe Abb. 19.1, 19.4) und B 8661 (siehe Abb. 19.2, 19.5) die jeweils höchsten Gehalte an SiO_2 und K_2O , und damit das höchste Verhältnis zu Al_2O_3 , auf diese Art zu erklären. Nimmt man an, daß den Proben mit den höchsten SiO_2 - Gehalten (bzw. K_2O - Gehalten) detritisches Material zugemischt wurde, dann folgt daraus, daß diese Analysen das jeweilige Top der ersten Lava - Extrusion repräsentieren.

Das bedeutet, daß sich das SiO_2 bei der Umwandlung der MEF anders verhält als bei der Umwandlung der MIF und das Verhältnis zu Al_2O_3 vom Mittelpunkt der Körper zum Rand ansteigt. Möglich wäre ein solches Verhalten durch den Transport von SiO_2 im Mafit zu den Randbe-

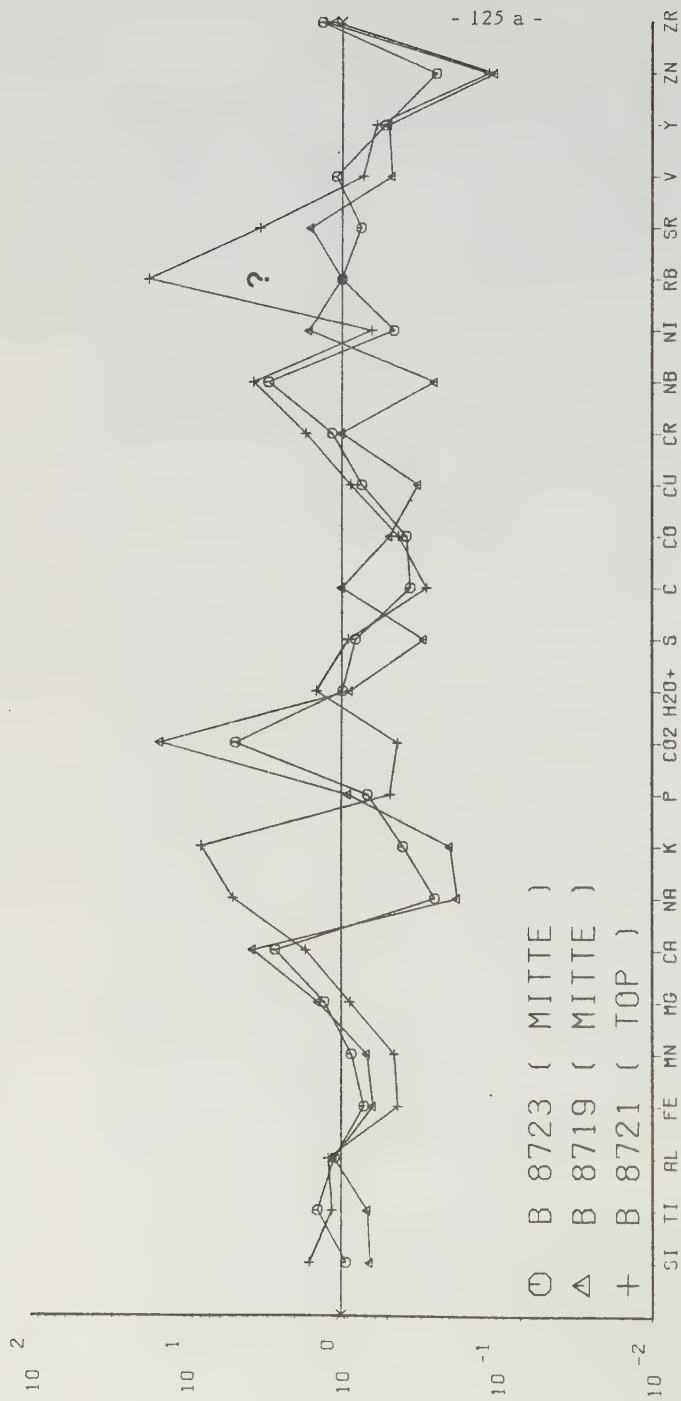


Abbildung 19.4 : Abweichungen der Zusammensetzung gegenüber der Probe B 7335 in Abhängigkeit von der Stellung im Profil (siehe Abb. 19.1).

Rb < LLD wurde mit 1 ppm angenommen

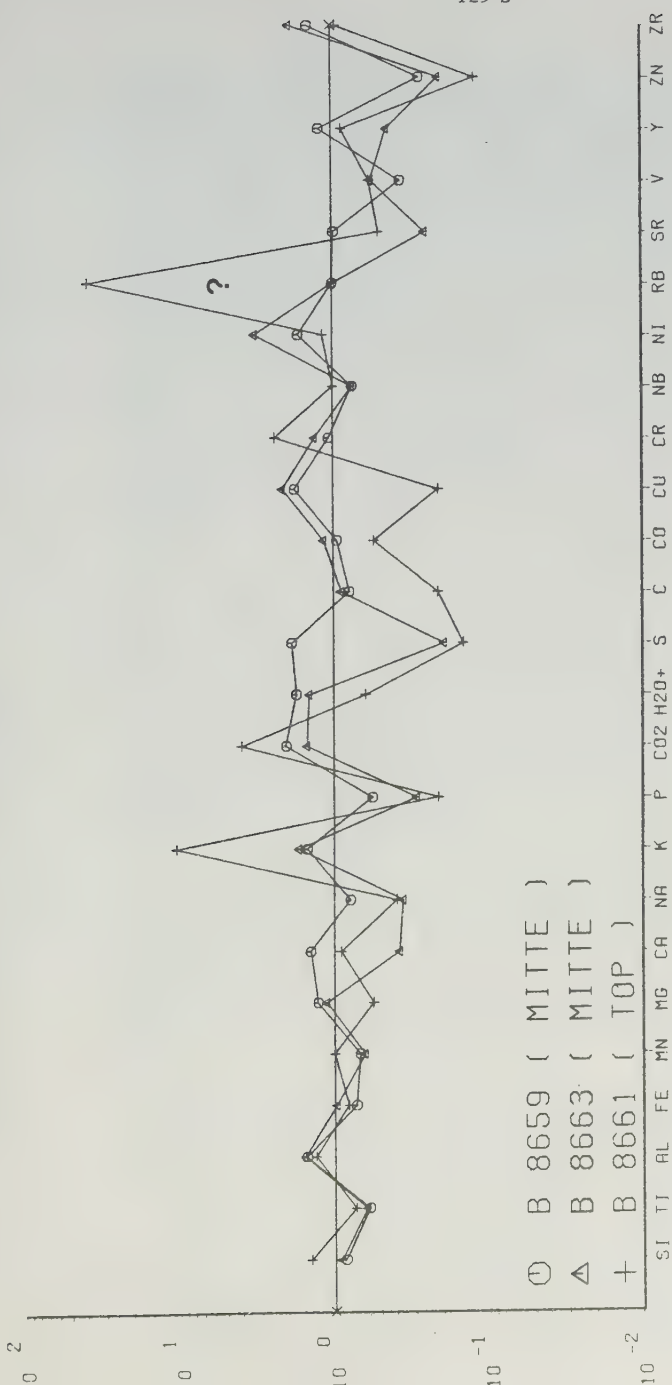


Abbildung 19.5 : Abweichungen der Zusammensetzung gegenüber der Probe B 7335 in Abhängigkeit von der Stellung im Profil (siehe Abb. 19.2).
Rb < LLD wurde mit 1 ppm angenommen

reichen bei erhöhtem pH (vergl. SEYFRIED & BISCHOFF 1979) und erhöhten Temperaturen mit einer Ausfällung in den Bereichen, wo der Einfluß des Meerwassers mit niedrigeren Temperaturen und einem niedrigeren pH (siehe WINDLEY 1977) eine Veränderung der physiko - chemischen Bedingungen bewirkte. Andere Erklärungsmöglichkeiten sind eine Silifizierung durch hydrothermal Aktivitäten (vergl. MACGEEHAN & MACLEAN 1980), oder die Aufnahme von SiO_2 aus einem mit SiO_2 gesättigten Meerwasser (EICHLER 1977, ERIKSON & TRUSWELL 1978). Letztere Möglichkeit könnte dadurch unterstützt worden sein, daß bei der Extrusion des Mafits eine große Anzahl von Spalten und Rissen entstanden sein dürfte, die mengenmäßig zur Mitte hin abnehmen, in deren Bereich aber verstärkte Umwandlungsprozesse aller Art abgelaufen sein können. Die Mittelung einer Analyse, d.h. eines ca. 2 cm dicken Bohrkerns über 1 bis 2 m verwischt solche Feinheiten und kann nur den prinzipiellen Trend widerspiegeln.

Aus der Interpretation der geologischen Gegebenheiten und der geochemischen Analysen, insbesondere unter Berücksichtigung der Verteilungen der Elemente Rb, Sr, K und Si (siehe Abb. 19.1, 19.2) läßt sich die Aussage machen, daß in Riihilahti mindestens 2, eventuell sogar mehr, zeitlich getrennte Extrusionen des Mafits erfolgten. Über die Altersstellung der einzelnen Mafitkörper zueinander ist keine Aussage vertretbar, da die für eine Bestimmung des Differentiationsgrades zugrundeliegenden Elemente deutlichen, aber uneinheitlichen Veränderungen unterworfen wurden.

Die extrusive Fazies scheint unter niedrigeren Temperaturen umgewandelt worden zu sein (siehe oben), was erklären würde, daß die sogenannten " immobilen " Elemente trotz hoher CO_2 - Gehalte in den Lösungen (vergl. HYNES 1980) und intensiverer Umwandlung im Vergleich zur MIF z.T. in geringerem Maße verändert wurden (siehe Kap. 21).

20. Klassifikation des Mafits

20.1. Anmerkungen zu der Möglichkeit, den Mafit von Riihilahti als den Förderkanal der hydrothermalen Erzlösungen zu interpretieren

Betrachtet man die mineralogische Zusammensetzung des Mafits und der umgebenden Gesteine, könnte der Eindruck entstehen, daß es sich bei diesen chloritreichen, bzw. antophyllit- und cordieritreichen Gesteinen um den Bereich handeln könnte, der durch den Aufstieg heißer Lösungen umgewandelt wurde und ein Beispiel für jene Aufstiegskanäle darstellt, wie sie in der Literatur zuweilen beschrieben werden (z.B. KOISTINEN 1981, SANGSTER & SCOTT 1976, SCHERMERHORN 1978). Daß trotz der Metamorphose im Bereich des Mafits Chlorit stabil blieb, könnte auf die sehr geringen SiO_2 - Gehalte in diesem Gestein aufgrund einer Erniedrigung durch hydrothermale Lösungen zurückzuführen sein (SANGSTER & SCOTT 1976).

Eine solche Interpretation würde aber voraussetzen, daß eine starke Scherung in NW - SE - Richtung in den Gesteinen erfolgt sein müßte, um das in der vergleichenden Betrachtung der geologischen Querprofile sichtbare Abtauchen des Mafits nach SE relativ zu den skarnführenden Gneisen zu erklären. Für die ursprüngliche Position eines Förderkanales hydrothermalen Lösungen ist kein spitzer Winkel zur Oberfläche zu erwarten. Eine solche Scherung ist aber während der Faltung der Outokumpu - Zone in diese Richtung nicht zu erwarten (KOISTINEN 1981). Obwohl keine Aussage über die Alterstellung der Lagerstätten Outokumpu und Vuonos zu Riihilahti möglich ist, kann der mögliche Einfluß prämetamorpher Bewegungen weitgehend ausgeschlossen werden. Eine ebene Versetzung, wie sie für Outokumpu / Vuonos wahrscheinlich ist (KOISTINEN 1981), ist im Bereich des Mafits und der Vererzungen nicht zu beobachten.

Wichtige Argumente gegen eine solche Interpretation sind ferner:

1. Das Größenverhältnis von möglichem Förderkanal zu der des massiven Erzes. Um eine so große Zone so stark umzuwandeln und die gesamte Gesteinsabfolge von Mafit über Kummingtonit - Fels bis zu den granatführenden Gneisen zu erzeugen, wären sehr große Mengen von Lösungen notwendig. Nur große Lösungsmengen wären in der Lage, die im Vergleich zu den sterilen Gneisen riesigen Mengen von Eisen zuzuführen. Da diese Eisenmengen räumlich so konzentriert auftreten,

müßten die hydrothermalen Lösungen deutlichere Spuren als die geringen Mengen von massivem Erz und Skarnen hinterlassen. Eine größere Menge massiven Erzes existiert aber in der weiteren Nachbarschaft des Mafits nicht. Ferner ist es kaum wahrscheinlich, daß innerhalb eines solchen Förderkanals eine so deutliche Zonierung auftritt (siehe unten).

2. Das Verhältnis von Schwefel zu Eisen ist sehr unsystematisch, wie sich beim Vergleich der Mittelwerte in den Gesteinsgruppen und bei Profilen durch den Mafit und dessen Nebengestein (siehe z.B. Kap. 15.5 und 23.) zeigt. Wären diese Gesteine durch die Umwandlung infolge hydrothermalen Lösungen entstanden, wäre zu erwarten, daß aufgrund der unterschiedlichen Löslichkeiten von Eisenoxiden und Sulfiden eine deutliche räumliche Trennung der Eisen- und Schwefelgehalte erfolgt wäre und ein systematischer Unterschied zwischen dem Förderkanal und dessen Umgebung bestehen würde. Da große Mengen des Eisens im heute vorliegenden Metamorphit nicht sulfidisch gebunden sind (vergl. z.B. Kap. 15.5), müßte eine Ablagerung innerhalb des Gesteines als oxidische Phase (Magnetit ?, vergl. LARGE 1977) erfolgt sein. Für die Ablagerung dieser großen Eisenmengen sind aber, besonders bei höheren Temperaturen und selbst bei niedrigem Schwefelangebot, relativ hohe Sauerstoff - Aktivitäten notwendig (vergl. z.B. BARNES 1979, FINLOW - BATES 1980). Es erhebt sich die Frage, wie hydrothermale Lösungen, die präkambrische Gesteine durchströmen einen oxidierenden Charakter annehmen sollten (vergl. HUTCHINSON et al 1980).
3. Das sehr systematische Verhalten vieler Elemente im Mafit und ihr Verhältnis zu Aluminium (siehe Kap. 15.4), das bei einer hydrothermalen Entstehung nicht zu erwarten wäre. Ebenfalls nicht erklärbar wäre die ausgeprägte Symmetrie in Teilbereichen des Mafits (siehe Kap. 15.5), da nicht damit zu rechnen ist, daß hydrothermale Lösungen in einem frischen Sediment mit einer so geringen räumlichen Entfernung zu massiven Sulfidlagen entlang eines sehr kleinen Bereiches aufsteigen, daß mehrere solcher Bereiche sehr nahe beieinander liegen (siehe Querprofile) und daß sie dabei das Nebengestein so einheitlich und über einen so weiten Bereich mit gesetzmäßig abnehmender Intensität verändern.
4. In ein solches Bild würden sich auch schwerlich die beobachteten Unterschiede im Chemismus des Mafits einfügen, die zu der Interpretati-

on führten, daß 2 oder mehr, zeitlich getrennte Extrusionen vorliegen (siehe Kap. 19).

5. Mit einer hydrothermalen Entstehung sind auch die hohen Graphitgehalte des Mafits nicht erklärbar. Graphit wird bei erhöhten Temperaturen und hohen Sauerstoff - Aktivitäten, wie sie für die hohen Eisengehalte zu fordern sind (siehe Punkt 2) bzw. bei Anwesenheit von Fe^{3+} unter hydrothermalen Bedingungen thermodynamisch instabil (z.B. BARNES 1979, BAUR 1978, NIKOLAYEVA & GERMANOV 1972). Eisen und Kohlenstoff sind aber im Mafit der intrusiven Fazies deutlich positiv korreliert (siehe Kap. 15.4.3.11).
6. Trotz der immer wieder strapazierten " fließenden " Übergänge zwischen den Gesteinstypen sind Grenzen erkennbar, auch wenn sie im Bohrkern 20 oder 50 cm breit sein können. Damit ist weniger die Grenze zwischen KUFM und GGNM gemeint, die tatsächlich sehr verschwommen ist, als vielmehr die Grenze zwischen MIF und KUFM. Dieser relativ " scharfe " Kontakt, der sich auch in einem deutlichen Unterschied der Zusammensetzung zeigt, bewirkt eine Veränderung im Vorzeichen des Verwitterungsindexes VIND (siehe Kap. 23; Tab. 23.1). VIND vergrößert seinen Betrag bei negativem Vorzeichen von der Mitte der Mafit - Körper (siehe Kap. 15.5) zu deren Rand, als Ausdruck der Verringerung der relativen Anteile leicht mobilisierbarer Elemente (vergl. Kap. 15.4). Am Kontakt zwischen MIF und KUFM erhöhen sich diese Gehalte (z.B. SiO_2 , FeOx , MgO , CaO u.a.) sehr stark, sodaß VIND stark ansteigt und sich sein Vorzeichen ändert. Einige Elemente zeigen mit der Entfernung zu diesem Kontakt wieder fallende Gehalte (siehe Tab. 23.1, 23.2 in Kap. 23). Ein so abrupter Wechsel der chemischen Zusammensetzung ist nicht durch die umwandelnde Wirkung hydrothermalen Lösungen erklärbar.
7. Ferner sprechen alle jene Beobachtungen gegen eine Interpretation des Mafits als Förderkanal hydrothermalen Lösungen, die in den Kapiteln 15.2 ff, 20.2 und 21 diskutiert werden und ein in sich geschlossenes und logisches Bild einer komplexen petrologischen Entwicklung liefern. So viele Zufälligkeiten, daß alle diese Interpretationen auch auf einen Förderkanal hydrothermalen Lösungen zutreffen würden, gibt es in der Natur nicht.

20.2. Klassifikation der Mafit - Proben nach dem Chemismus

Prämetamorphe Umwandlungen am Meeresboden, zusammen mit, bzw. neben einer hydrothermalen Umwandlung im Rahmen erzbildender Konvektionszellen (siehe unten), sowie Mineralreaktionen bei der metamorphen Überprägung sind dafür verantwortlich zu machen, daß im Falle des Mafits von Riihilahti keine primär magmatischen Minerale oder Mineralparagenesen zu beobachten sind. Diese Tatsache schränkt die Möglichkeiten der Beschreibung des Mafits im Rahmen eines Klassifikationsversuches maßgeblich ein, da eine Namensgebung aufgrund petrographischer Kriterien (BVSP 1981, JOHANNSEN 1939, TRÖGER 1935 u.a.) nicht mehr möglich ist.

Bei Vulkaniten ist auch bei Proben ohne nachträgliche Überprägung eine Klassifikation nach dem modalen Mineralbestand schwierig und kaum in ähnlicher Weise wie für Plutonite (z.B. STRECKEISEN 1975) durchführbar. Ohne die Existenz von zumindest Resten des sicher magmatischen Mineralbestandes entfällt auch die Möglichkeit, anhand der chemischen Zusammensetzung von Fröhkristallisaten (z.B. Pyroxenen) auf die Petrogenese des Mafits schließen zu können (COISH & TAYLOR 1979, LETERRIER et al 1982, NISBET & PEARCE 1977).

Um genauere Vorstellungen über den Typ des Magmas zu erlangen, aus dem sich der Mafit entwickelt haben könnte, und um Mutmaßungen über das tektonische Umfeld anstellen zu können, muß deshalb auf eine Charakterisierung und Klassifikation nach rein geochemischen Gesichtspunkten zurückgegriffen werden.

Für die Überprüfung und Anwendung von Diskriminationskriterien erhebt sich die Frage, ob ein Gestein mit einer so extremen Zusammensetzung wie der Mafit von Riihilahti (vergl. LE MAITRE 1976) überhaupt anhand der Diskriminationskriterien aus der Literatur klassifiziert werden kann, da oft Grundvoraussetzungen, für die diese Kriterien ermittelt wurden, wie z.B. ein bestimmtes SiO_2 - Konzentrationsintervall, nicht gegeben sind und die zumindest theoretische Möglichkeit besteht, daß signifikante Unterschiede im Chemismus zwischen präkambrischen und rezenten Vulkaniten bestanden haben können (z.B. GILL 1979). Wenn solche Kriterien im folgenden dennoch angewandt werden, so geschieht dies in vielen Fällen unter der Annahme, daß die chemische Zusammensetzung bei der prämetamorphen Umwandlung deutlich verändert wurde und die ursprüngliche Zusammensetzung des Mafits, auch wenn sie

nicht rekonstruierbar ist, vielen der Voraussetzungen entsprach, oder ihnen zumindest nahegekommen sein dürfte. Auf eine ausführliche Diskussion bei der jeweiligen Anwendung eines Diskriminationskriteriums wird jedoch nach Möglichkeit verzichtet. Die Ausführungen dieses Kapitels verstehen sich nicht als streng verbindliche Klassifikation im Rahmen der Irrtumswahrscheinlichkeiten solcher Verfahren, sondern als eine Präsentation möglicher Argumente für eine Interpretation der Petrogenese.

Aus den Ausführungen der vorigen Kapitel ist ersichtlich, daß die Umwandlungsbedingungen, für die Gesamtheit der Mafit - Proben betrachtet, sehr uneinheitlich waren und daß sich alle Elemente aufgrund dieser Bedingungen und in Abhängigkeit vom Grad der Umwandlungen in unterschiedlichem Maße in ihren Absolutgehalten und den Verhältnissen zu anderen Elementen veränderten.

Es ist deshalb von vornherein nicht zu erwarten, daß aufgrund der Hauptelement - Zusammensetzung eine Klassifikation des Gesteines und darüberhinaus ein Rückschluß auf die Genese anhand von Diskriminationsdarstellungen aus der Literatur möglich ist. Unter dem Aspekt der Umwandlung des Mafits ist es jedoch sehr interessant nachzuprüfen, in welche Richtung sich darstellende Punkte und damit die Klassifikationsergebnisse bei zunehmender Umwandlung bewegen und welche Unterschiede in der Interpretation durch unkritische Probenname verursacht werden können. Es muß natürlich angemerkt werden, daß der Mafit von Riihilahti unter keinen Umständen für die Umwandlungsvorgänge anderer Gesteine repräsentativ sein kann, da weniger die Umwandlungsvorgänge, als vielmehr die starken Auswirkungen aufgrund der ungewöhnlichen Zusammensetzung des Mafits außergewöhnlich sind.

Im folgenden soll deshalb anhand einer Auswahl von Diskriminationsdarstellungen versucht werden, sowohl die Änderung bei der Umwandlung darzustellen (exemplarisch anhand des in Kapitel 15.5 ausführlich vorgestellten Profiles B 7330 bis B 7343), als auch Informationen darüber zu erhalten, wo die darstellenden Punkte des unveränderten Mafits gelegen haben könnten. Daneben werden auch die Streuungsbereiche aller Analysen (außer den in Kap. 16 ausgeschlossenen Proben) dargestellt.

20.2.1. Klassifikation anhand der Hauptelemente

Basalt ist ein allgemeiner Ausdruck für dunkel gefärbte, mafische magmatische Gesteine, die im allgemeinen extrusiv, lokal intrusiv (als Dykes) auftreten (nach BATES & JACKSON 1980). Legt man den Begriff Basalt so großzügig aus, könnte man den Mafit von Riihilahti als Basalt im weitesten Sinne betrachten.

Einem so allgemeinen Gebrauch des Begriffes Basalt stehen jedoch Betrachtungen gegenüber (z.B. MANSON 1967, MIDDLEMOST 1980), durch die Grenzwerte in der chemischen Zusammensetzung eines Vulkanites angegeben werden, um ihn noch als Basalt bezeichnen zu können. Je mehr Einzelkriterien für eine Definition herangezogen werden, desto schwieriger wird es, ein Gestein einer solchermaßen definierten Gesteinsgruppe zuzuordnen (CHAYES 1980).

In den letzten Jahren gab es eine große Anzahl von Untersuchungen, die sich mit der geochemischen Zusammensetzung mafischer Vulkanite beschäftigte und viele neue Erkenntnisse über ihre Genese erbrachten. Es wurde erkannt, daß es Gesteine gibt, die ihre Entstehung den prinzipiell gleichen Prozessen verdanken und aus den gleichen Bereichen des Erdmantels abstammen, aber aufgrund von Unterschieden in den Aufschmelzungsgraden, metasomatischen Prozessen, sowie Inhomogenitäten des Erdmantels, Magmenmischung, Differentiation usw. starke Unterschiede in ihrer geochemischen Zusammensetzung aufweisen (z.B. MIYASHIRO 1974, SAUNDERS et al 1979 a). Auch die Erkenntnisse über extraterrestrische Basalte trugen dazu bei, daß heute der Begriff Basalt in einem sehr weiten Bereich chemischer Zusammensetzungen Verwendung findet. Variationsbereiche werden deshalb oft für spezielle Basalte (z.B. terrestrisch, nicht archaisch ; MIDDLEMOST 1980 u.a.) angegeben und Abweichungen von wie auch immer definierten " Durchschnittsbasalten " in der Namensgebung durch Zusätze gekennzeichnet.

Überprüft man nach diesem Verfahrensmuster die Zuordnung aufgrund der Hauptelemente (sowie einiger Spurenelementgehalte), wäre der Mafit von Riihilahti auf den ersten Blick als magnesiumreicher Basalt zu bezeichnen (BVSP 1981), da er mit seinen 13 Gew. - % MgO (unter Berücksichtigung der relativen Erhöhung der Gehalte bei der Umwandlung) in das geforderte Intervall von 8.5 bis 12 Gew. - % hineinpaßt. Auch die niedrigen Gehalte an Na_2O und K_2O , sowie die Nickelgehalte fügen sich in dieses Bild ein. Die für eine solche Einstufung

geforderten Chromgehalte sind aber um mehr als 400 ppm zu niedriger. Auch die Eisengehalte sind für magnesiumreiche Basalte deutlich zu hoch.

Mit fast der gleichen Berechtigung könnte der Mafit aufgrund seiner Eisengehalte auch als eisenreicher Basalt bezeichnet werden (BVSP 1981, WEIGAND & RAGLAND 1970 u.a.). Zwar liegen die Eisengehalte noch über dem angegebenen Intervall, andere Kriterien, wie hohe Alkali - Gehalte werden aber nicht erfüllt (BVSP 1981). Außerdem widerspricht der hohe durchschnittliche MgO - Gehalt dieser Einstufung.

Auch für andere Haupttypen von Basalten ergibt sich keine Übereinstimmung zwischen geforderter charakteristischer Zusammensetzung und den im Mafit tatsächlich zu beobachtenden Elementgehalten. Da die Umwandlung nicht bei allen Elementen für eine solche Abweichung verantwortlich gemacht werden kann, muß angenommen werden, daß der Mafit eine Zwischenstellung zwischen magnesiumreichen und eisenreichen Basalten einnimmt und eine komplexe Petrogenese für diesen Chemismus verantwortlich ist.

Die Widersprüchlichkeit der Einteilungsmöglichkeiten spiegelt sich auch in den Indizes der Tabelle 15.10 wider. Hier sprechen SI und DI für eine sehr geringe Differentiation, wobei die Zahlenwerte der Indizes weit außerhalb des normalen Variationsbereiches für Differentiationsabfolgen liegen. Die LI sprechen für ein kaum differenziertes Gestein, während **Mg'** und **MI** aufgrund der hohen Eisengehalte anzeigen, daß es sich beim Mafit um ein Gestein handeln sollte, das einer deutlichen Differentiation unterworfen wurde.

20.2.1.1. Klassifikationsmöglichkeiten unter Verwendung der CIPW - Norm

Die gebräuchlichste der Normberechnungen für petrologische Untersuchungen und die Klassifikation von Vulkaniten ist die CIPW - Norm (vergl. CURRIE 1980 u.v.a.). Diese Berechnungen wurden auch für die Mafit - Analysen durchgeführt, die Interpretation des berechneten Mineral - Bestandes im Sinne einer Klassifikation stößt jedoch auf Schwierigkeiten.

Von einigen Ausnahmen abgesehen, enthalten alle Proben des Mafits bei der Berechnung nach der CIPW - Norm Korund. Bei den Ausnahmen handelt es sich entweder um sehr kleine Körper (Linsen) inmit-

ten relativ saurer Gneise (siehe Kap. 26), sodaß hier eine Aufnahme von Alkalien und Erdalkalien (zusammen mit SiO_2) angenommen werden muß, oder um Teile großer Körper, die zwar Umwandlungen unterworfen wurden, die aber aufgrund der speziellen Umwandlungsvorgänge höhere Kalziumgehalte (oft als Karbonat) aufweisen. Der normative Korund - Gehalt in einzelnen Proben kann also nicht als alleiniges Argument für den Ablauf von Umwandlungen und deren Ausmaß dienen. Dennoch zeigen diese Korund - Gehalte, daß der errechnete Mineralbestand nicht dem primären Chemismus des Mafits entsprechen kann (CHAYES 1969). Sie sind eine Folge der primär niedrigen Alkaligehalte und der starken Abfuhr von Kalzium bei der Umwandlung (vergl. Kap. 15.4.3.6 - 15.4.3.8).

Während drei Mafit - Proben möglicherweise aufgrund einer Stoffaufnahme aus umgebenden Gneisen normativen Quarz enthalten (z.B. Probe B 8688 mit über 15 Kationen - % und B 7491 mit über 11 Kationen - %), ist in 10 Fällen wie z.B. B 7337 oder B 7340 der SiO_2 - Gehalt nicht ausreichend, um den Mineralbestand Plagioklas + Olivin zu berechnen (vergl. CHAYES & VELDE 1976). Selbst für die Berechnung des Mineralbestandes mit dem minimalen SiO_2 - Bedarf ergibt sich noch ein SiO_2 - Unterschuß von bis zu 5 Kationen - % in der MIF. Hier handelt es sich also um hochgradig SiO_2 - untersättigtes Material, in dem aufgrund der geringen Alkaligehalte auch kein hoher Nephelin - Anteil berechnet werden kann.

Dieser SiO_2 - Unterschuß wird durch die Abfuhr von SiO_2 bei der Umwandlung, die relative Anreicherung von Magnesium und durch die extrem hohen Gehalte an Eisen verursacht. Die Verrechnung der Schwefelgehalte als Magnetkies verursacht zwar einen etwas größeren Eisenverbrauch, aufgrund des anzunehmenden geringen Oxidationsgrades in der Schmelze (siehe Kap. 15.5 und 21) sind die Möglichkeiten, aus den Eisengehalten Magnetit zu berechnen, jedoch nur gering, d.h. die verbleibenden Eisengehalte, zusammen mit den Magnesiumgehalten, sind für die nach der Umwandlung verbleibenden SiO_2 - Gehalte zu hoch.

Diese Feststellungen schränken die Aussagekraft der normativen Mineralbestände so stark ein, daß es kaum vertretbar erscheint, die darstellenden Punkte der Mafit - Proben im Teiltetraeder Olivin - Plagioklas - Orthopyroxen - Klinopyroxen bzw. Plagioklas - Nephelin - Olivin - Klinopyroxen (YODER & TILLEY 1962) zu interpretieren. Von insgesamt 51 ausgewerteten Proben aller drei Mafit - Fazien finden 26 (ca

51 %) ihren darstellenden Punkt auf der Ebene Olivin - Plagioklas - Orthopyroxen, wobei die überschüssigen Al_2O_3 - Gehalte als Korund berechnet werden. Nur 6 weitere Proben (ca. 11.8 %) enthalten genügend CaO, daß zusätzlich zu Plagioklas auch Klinopyroxen berechnet werden kann. Von den 16 Proben (ca. 31.4 %), in denen Nephelin berechnet wurde (davon 3 zusätzlich mit Diopsid), enthalten 10 Proben so geringe SiO_2 - Gehalte, daß sie für die Berechnung dieses Mineralbestandes nicht ausreichen.

Da die komplexen Umwandlungsvorgänge im Mafit in unterschiedlich starkem Maße in der Berechnung der CIPW - Normminerale wirksam werden, ist auch in den Profilen durch die Mafit - Körper kein allgemeiner Trend in der Auswirkung darstellbar. Es ist jedoch möglich anzugeben, daß sich die Abfuhr von SiO_2 in einer Verschiebung der darstellenden Punkte in Richtung einer stärkeren Quarz - Untersättigung auswirkt, d.h. der Anteil an Olivin, in den das relativ angereicherte Magnesium und das Eisen eingebaut werden können, steigt an. Die Abfuhr von Natrium und Kalium bewirken, daß mehr Kalzium in Plagioklas verrechnet wird, d.h. der Klinopyroxen - Anteil des berechneten Mineralbestandes nimmt ab. Dieser Trend wird noch verstärkt durch die Abfuhr von Kalzium, die nicht nur bewirkt, daß weniger Klinopyroxen berechnet wird, sondern auch weniger Plagioklas, dafür aber mehr Orthopyroxen und / oder Olivin. Die relative Anreicherung von Aluminium bei der Umwandlung bewirkt eine Berechnung des nicht als Plagioklas zu bindenden Aluminiums als Korund.

Es ist nicht bekannt, wieviel SiO_2 und CaO bei der Umwandlung des Mafits abgeführt wurde, es ist deswegen auch nicht möglich, eine besser fundierte Spekulation darüber anzustellen, wo die darstellenden Punkte des Mafits vor der Umwandlung gelegen haben könnten. Es kann nicht abgeschätzt werden, ob Klinopyroxen tatsächlich ein Normmineral des Mafits war, es erscheint aber berechtigt anzunehmen, daß durch die Abfuhr von SiO_2 der Olivin im jetzigen Zustand des Gesteines deutlich überrepräsentiert ist. Ob allerdings die SiO_2 - Gehalte so hoch waren, daß auch unter Berücksichtigung der extremen Eisengehalte in relativ reduzierter Form die Mehrzahl der darstellenden Punkte aus dem Bereich der Olivin - Tholeiite heraus in den der Tholeiite fallen würde, erscheint zweifelhaft.

Eine weitere Konsequenz der Umwandlungen und ihrer Auswirkungen auf den normativen Mineralbestand ist, daß Diskriminationsver-

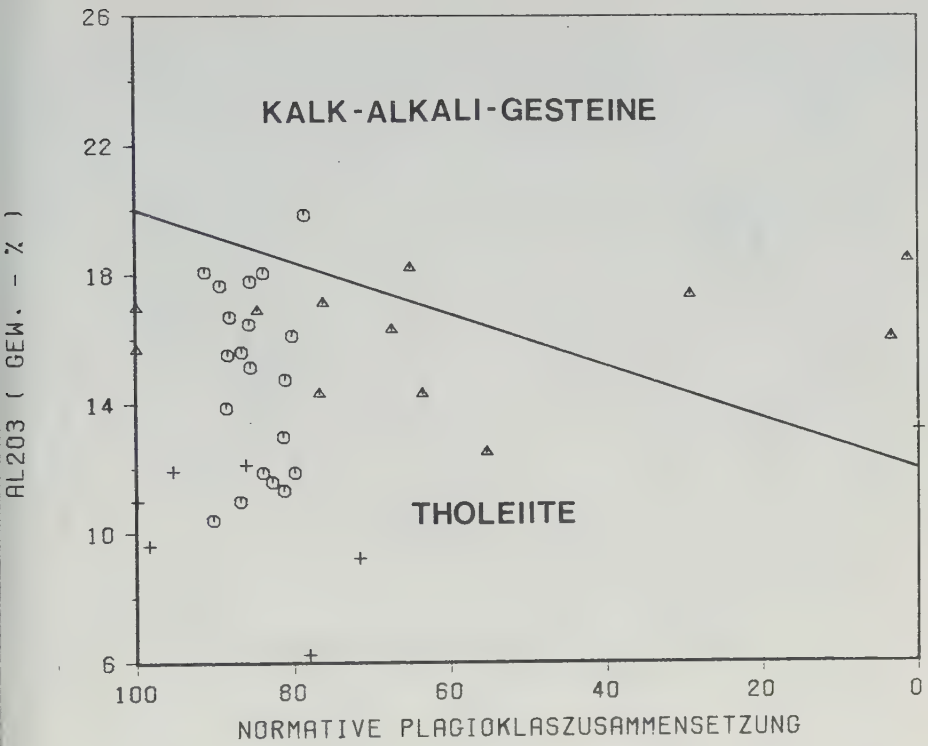
fahren, die auf normativen Mineralverhältnissen, Summen von Normmineralen usw. aufbauen (CHAYES 1979, IRVINE & BARAGAR 1971, STRECKEISEN 1978, STRECKEISEN & LE MAITRE 1979 u.a.), für den Mafit kaum anwendbar sind. Es gibt jedoch Darstellungen, wie z.B. Al_2O_3 (in Gew. - %) gegen die normative Plagioklaszusammensetzung (siehe IRVINE & BARAGAR 1971), wo aufgrund der niedrigen Natriumgehalte und dem Variationsbereich der Aluminiumgehalte die Mehrzahl der darstellenden Punkte (sofern berechenbar) trotz der Aluminiumanreicherung bei der Umwandlung so liegen, daß keine Fehlinterpretation erfolgt (siehe Abb. 20.1). Hierbei wird allerdings vorausgesetzt, daß es sich beim Mafit tatsächlich um ein subalkalisches Gestein handelte. Analoges gilt auch für die Darstellung der normativen Plagioklas - Zusammensetzung gegen die normativen Farbzahlen (IRVINE & BARAGAR 1971) (siehe Abb. 20.2).

20.2.1.2. Klassifikation anhand der Analysenergebnisse

Für die Klassifikation eines basischen Vulkanites nach den Konzentrationen der Hauptelemente gibt es in der Literatur eine große Anzahl von Diskriminationsvorschlägen. Der Wert dieser Diskriminationsmöglichkeiten wird für den Mafit von Riihilahti jedoch stark eingeschränkt, wenn Elemente für die Diskrimination herangezogen werden, die bei der Umwandlung des Mafits in ihren Gehalten stark verändert wurden (siehe Kap. 15).

Diskriminationsdarstellungen zur Überprüfung des alkalischen bzw. subalkalischen Charakters der Schmelze oder zur Nomenklatur, die auf den Gehalten an Na_2O , K_2O und SiO_2 basieren (CHAYES 1979, COX et al 1979, IRVINE & BARAGAR 1971, KUNO 1968, MACDONALD & KATSURA 1964, MIDDLEMOST 1975, 1980, MIYASHIRO 1975 u.a.), sind besonders aufgrund der starken Abfuhr von SiO_2 und der leichten Mobilisierbarkeit der Alkalien bei bereits geringen Ausgangsgehalten nicht mehr anwendbar. Die darstellenden Punkte des Mafits fallen in diesen Darstellungen meist in Bereiche, die durch die entsprechenden Diskriminationsfunktionen nicht mehr definiert sind.

Anhand der Diskriminationskriterien von CHAYES (1979) sei dieses Problem kurz dargestellt. CHAYES (1979) gibt zwei Diskriminationsfunktionen mit $DM' = 0.374 SiO_2 - Na_2O - K_2O - 14$, und die auf den

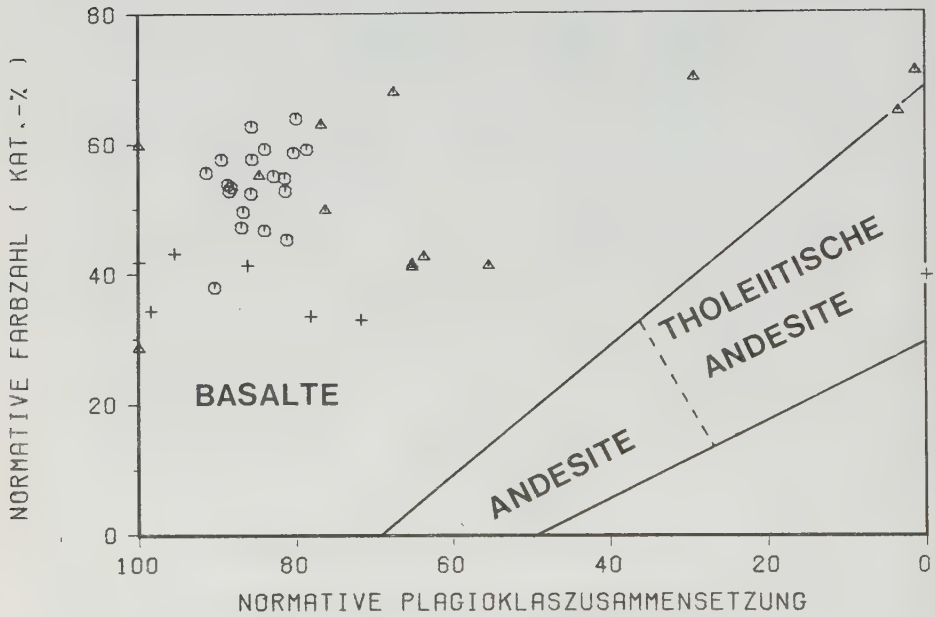


⊙ MIF

△ MEF

+ MKF

Abbildung 20.1 : Normative Plagioklaszusammensetzung (in Kationen - %) gegen Al₂O₃ nach IRVINE & BARÁGAR (1971) zur Unterscheidung subalkalischer Gesteine



- MIF
- △ MEF
- + MKF

Abbildung 20.2 : Darstellung normativer Mineralbeziehungen (alle Angaben in Kationen - %) nach IRVINE & BARAGAR (1971) für subalkalische Gesteine

Normmineralen aufbauende $DC' = 0.111 (100 \text{ ol} / (\text{ol} + \text{hy} + \text{di})) + 100 \text{ hy} / (\text{ol} + \text{hy} + \text{di}) - 25$ an. Für die 4 Fälle des Profiles B 7330 - B 7343, in denen die CIPW - Norm berechnet werden kann, errechnen sich in allen Fällen deutlich negative Werte für DM' , d.h. die darstellenden Punkte liegen im Bereich von Alkali - Gesteinen. Aufgrund der Normminerale ergibt sich für DC' , daß 3 der 4 Proben, da < 0 , im Feld der subalkalischen Gesteine liegen. Bei zweien dieser drei Proben sprechen auch die Verhältnisse von normativem Olivin zu Pyroxenen für einen subalkalischen Charakter (CHAYES 1979). Bei der Probe B 7335 errechnet sich jedoch auch für DC' ein negativer Wert, der zusammen mit DM' und dem normativen Mineralbestand die Möglichkeit offen läßt, daß diese Probe, da möglicherweise am geringsten umgewandelt, einen ursprünglichen Alkali - Charakter bewahrt hat. Da auch bei diesen Diskriminationsfunktionen die Quote der richtigen Zuordnung nicht 100 % ist, erscheint eine Aussage darüber, ob der Mafit (bezogen auf alle Proben) alkalischen oder subalkalischen Charakter aufweist, aufgrund dieser Kriterien nicht vertretbar. Die insgesamt geringen Gehalte an Na_2O und K_2O in der MIF (siehe Tab. 18.1 a) rechtfertigen jedoch, den Mafit als subalkalisches Gestein zu behandeln.

Die aufgezeigten Klassifikationsprobleme sind eine klare Folge der niedrigen SiO_2 - Gehalte, die unter denen liegen, die für die Definition der Diskriminationsbeziehungen herangezogen wurden (CHAYES 1979, MACDONALD & KATSURA 1964) und der Verschiebung des Gesamtstoffbestandes bei der Umwandlung, der zur Berechnung " fehlerhafter " Mineralbestände führt.

Aber nicht nur die Entscheidung über alkalischen oder subalkalischen Charakter des Mafits wird durch die Umwandlungsvorgänge beeinflusst, auch andere Klassifikationsvorschläge, die unter Berücksichtigung mobilisierbarer Elemente erarbeitet wurden, wie die Einteilung nach der Kristallisationsabfolge (CAMERON & FRENCH 1977), die Klassifikation nach dem Gesamtchemismus (DE LA ROCHE et al 1980), die Entscheidung über tholeiitischen oder kalkalkalischen Charakter mit dem AFM - Diagramm (z.B. IRVINE & BARAGAR 1971) oder die Klassifikation nach dem tektonischen Regime (PEARCE 1976) werden für den Mafit nicht mehr sinnvoll anwendbar. In den Abbildungen 20.3 und 20.4 wird diese Schwierigkeit für die Diskriminationsfunktionen nach PEARCE (1976) dargestellt. Wie stark der Hauptelementchemismus des Mafits von " normalen " Vulkaniten abweicht, wird besonders deutlich bei

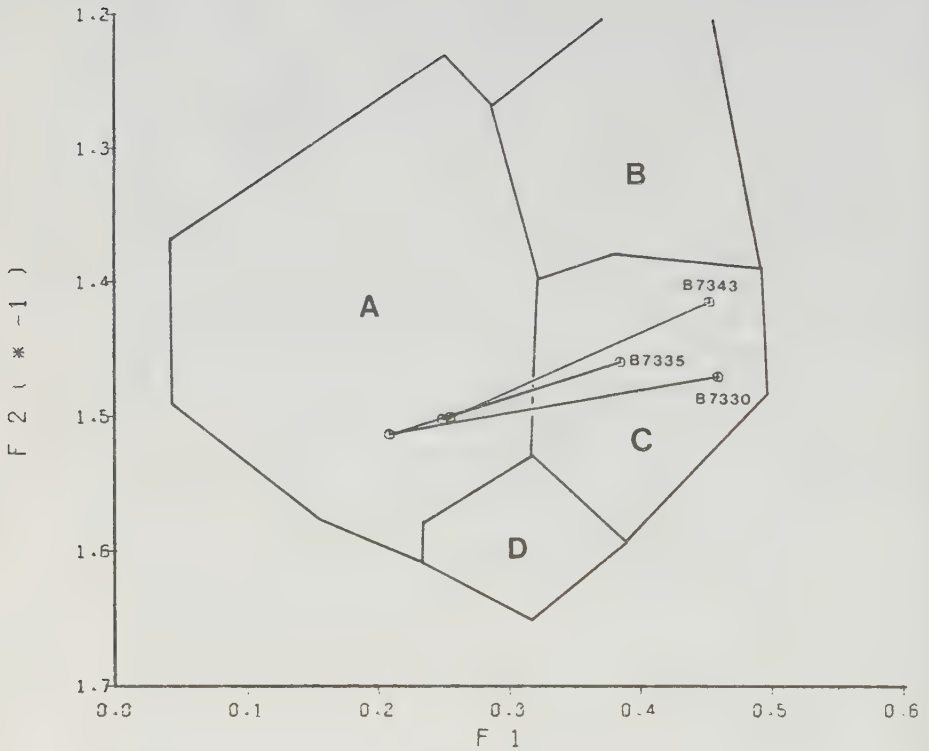


Abbildung 20.3 : Veränderung der Punktlagen im Verlauf der Umwandlung eines Profiles durch einen Mafit - Körper.

Feldbegrenzung nach PEARCE (1976)

A = Kontinentale und ozeanische Basalte

B = Inselbogenbasalte (spätes Entwicklungsstadium)

C = Inselbogenbasalte (frühes und mittleres Entwicklungsstadium)

D = Ozeanboden - Basalte

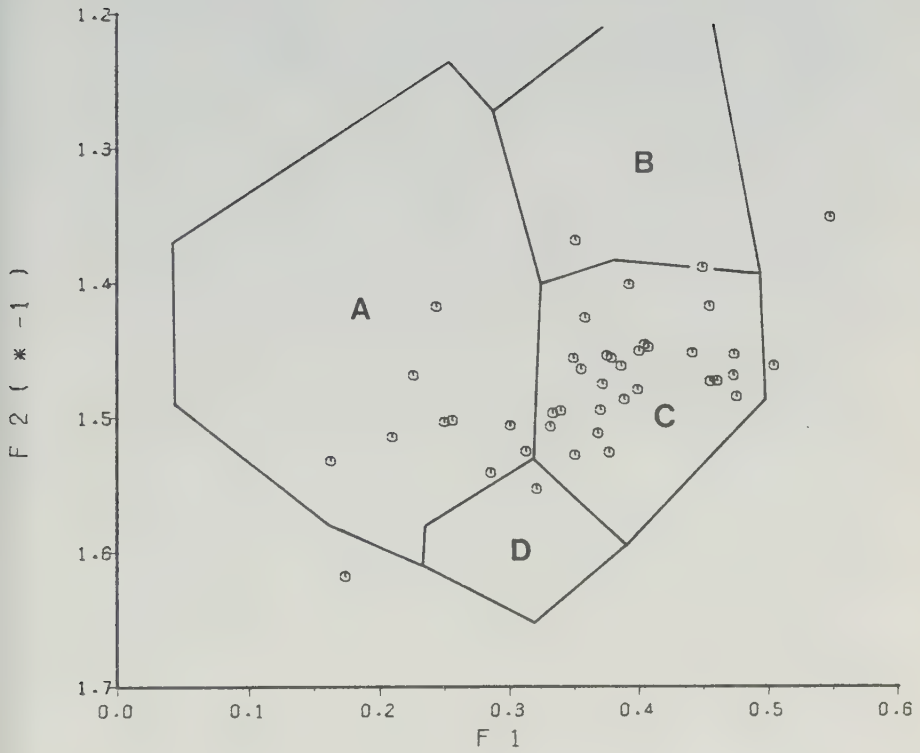


Abbildung 20.4 : Lage der Mafit - Proben (ohne MKF) in der Projektion
der Diskriminationsfunktionen nach PEARCE (1976)
Erklärung siehe Abbildung 20.3

dem Versuch, dem Klassifikationsvorschlag von CHURCH (1975) zu folgen. Die Mafit - Proben plotten hier z.T. sehr weit außerhalb der angegebenen Variationsbereiche und zu höheren Al_2O_3 / SiO_2 - Werten verschoben, was zumindest zum Teil eine Folge der Umwandlungen ist.

Ebenfalls nicht auf den Mafit anwendbar sind z.B. die Kriterien von PEARCE et al (1977) oder die Darstellung Al_2O_3 gegen $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ nach KUNO (1968), da in beiden Fällen diese Diskriminationsdarstellungen für Intervalle der SiO_2 - Konzentrationen gelten, die deutlich über denen des jetzigen Mafits liegen und bei denen nicht klar ist, ob sie vom Mafit vor der Umwandlung je erreicht wurden. Hinzu kommt, daß z.B. im Falle der Darstellung nach PEARCE et al (1977), selbst wenn einmal das geforderte SiO_2 - Konzentrationsintervall vorgelegen haben sollte, eine Verschiebung der darstellenden Punkte durch eine starke Eisenmobilisation und eine geringfügige (?) Magnesium - Abfuhr sicher ist, ihr Ausmaß und ihre genaue Richtung aber nicht abgeschätzt werden kann.

Für eine Klassifikation müssen also Darstellungen herangezogen werden, in denen die Umwandlung entweder keine Verschiebung verursacht, in denen der relative Trend der Umwandlung abzuschätzen ist, oder wo eine Verschiebung der darstellenden Punkte durch den Umwandlungstrend nicht zu einer Fehlinterpretation führen kann, d.h. wo sich die darstellenden Punkte im Verlauf der Umwandlung innerhalb des gleichen Feldes von Diskriminationslinien weg bewegen.

Eine weitere Möglichkeit für die Eingrenzung des tektonischen Umfeldes in dem der Mafit entstand, stellt neben der von PEARCE (1976) vorgeschlagenen Darstellung die Projektion der Proben in das Dreieck TiO_2 - K_2O - P_2O_5 nach PEARCE et al (1975) dar. Damit ist zwar nur die Überprüfung möglich, ob es sich bei dem Mafit um einen ozeanischen Basalt gehandelt haben könnte, sie bietet jedoch den Vorteil, daß eine Umwandlung die Verlagerung der darstellenden Punkte aus dem ozeanischen Feld heraus verursacht (siehe PEARCE et al 1975), d.h. Proben, die trotz einer Umwandlung in das Feld der ozeanischen Basalte fallen, spiegeln mit hoher Wahrscheinlichkeit dieses Umfeld ihrer Entstehung wider, auch wenn Ausnahmen existieren (FLOYD & WINCHESTER 1975). Als Einschränkung für die Anwendbarkeit dieser Darstellung auf den Mafit muß jedoch die Voraussetzung für diese Diskriminationsdarstellung angesehen werden, daß die zu überprüfenden Gesteine undifferenziert sein sollen. Eine Differentiation muß für den Mafit angenommen

werden, aufgrund der vermuteten Komplexität der Petrogenese dieses Gesteins (siehe Kap. 21) könnte es jedoch sein, daß sie einen vernachlässigbar kleinen Einfluß hat. Die Lage der Punkte in der Abbildung 20.5, die die Darstellung nach PEARCE et al (1975) in X - Y - Form zeigt, gibt keinen Hinweis auf eine ozeanische Entstehung des Mafits. Nur zusammen mit Informationen über Spurenelemente (siehe unten) ist aber eine Interpretation zulässig.

Die geforderten Voraussetzungen für die Anwendbarkeit von Diskriminationskriterien auf die Mafit - Proben werden noch von einigen weiteren Darstellungen erfüllt, in denen Elementgehalte in Abhängigkeit vom Differentiationsgrad, ausgedrückt durch $\text{FeO}^* / \text{MgO}$, dargestellt werden (MIYASHIRO 1975), wobei FeO^* für Gesamteisen als FeO steht.

In den Darstellungen der Abbildungen 20.6, 20.7 und 20.8 nach MIYASHIRO (1975) kann durch die Umwandlung praktisch keine Fehlinterpretation eintreten, da FeO^* , SiO_2 und $\text{FeO}^* / \text{MgO}$ durch die Abfuhr dieser Elemente, bei der die des Eisens über die von Magnesium überwiegen sollte, Minimalwerte darstellen. Alleine schon die Tatsache der Eisenanreicherung spricht für tholeiitischen Charakter (MIYASHIRO 1974 u.v.a.). Die ursprüngliche Lage der Punkte ist also in diesen Darstellungen bei höheren $\text{FeO}^* / \text{MgO}$ - Werten zu suchen und bei höheren Werten von SiO_2 und FeO^* . Höhere SiO_2 - Gehalte bedeuten zwar eine Annäherung an die Diskriminationslinie zwischen kalkalkalischen und tholeiitischen Gesteinen, aufgrund der hohen Eisen- und Magnesiumgehalte erscheint es aber gerechtfertigt auszuschließen, daß sie (beim höheren $\text{FeO}^* / \text{MgO}$ - Verhältnis) die Diskriminationslinie erreicht oder gar überschritten haben könnten.

Bei präkambrischen Vulkaniten ist aufgrund der leichten Mobilisierbarkeit der Alkalien im Verlauf metamorpher Einflüsse (BARD & MOINE 1979, BÜSCH et al 1979, PLIMER 1976 u.a.) die Anwendung des AFM - Diagramms im allgemeinen nur mit großer Vorsicht angebracht. Im speziellen Fall des Mafits von Riihilahti muß wegen der nachgewiesenen prämetamorphen Umwandlung auf eine Interpretation der darstellenden Punkte ganz verzichtet werden. Alkalien, Eisen und in geringerem Maße Magnesium wurden in unterschiedlichen Mengen aus dem Mafit abgeführt, d.h. die Lage der darstellenden Punkte wurde in unkontrollierbarer Weise verschoben. Geeigneter erscheint deshalb die Darstellung nach JENSEN (1976), in der ebenfalls die Unterscheidung zwischen kalkalkalischen und tholeiitischen Gesteinen erfolgen kann und aufgrund der

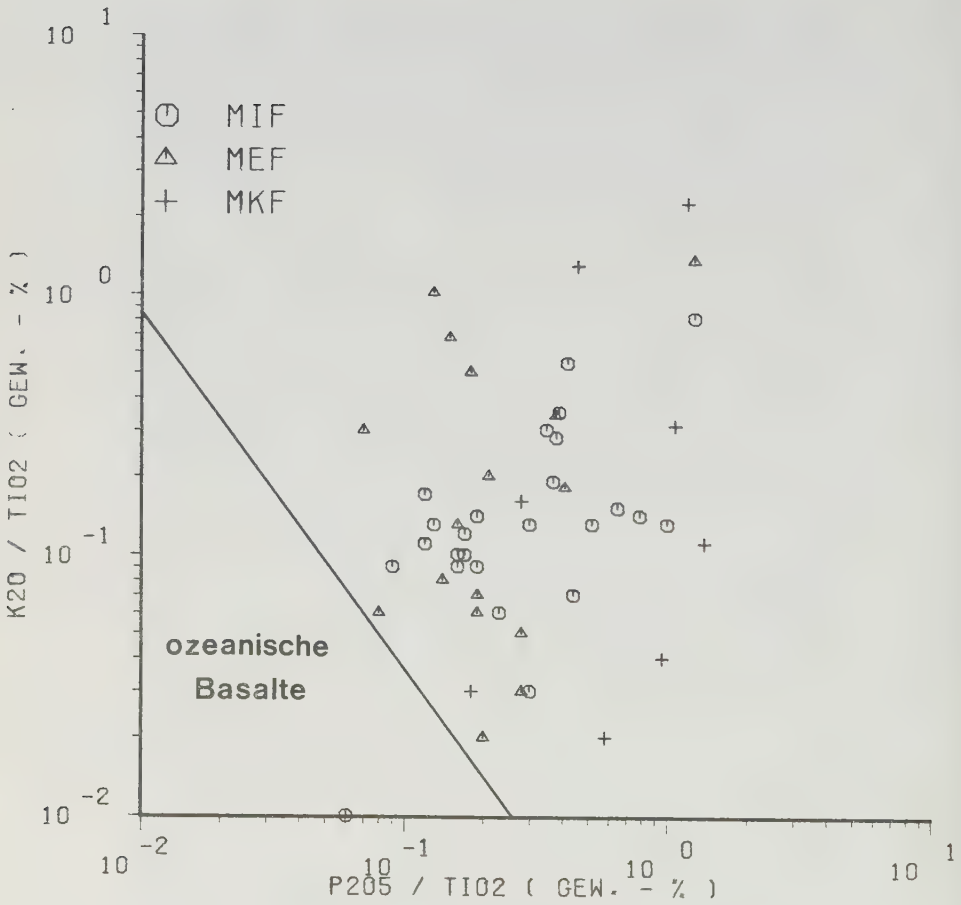


Abbildung 20.5 : Darstellung nach PEARCE et al (1975) zur Erkennung ozeanischer Basalte

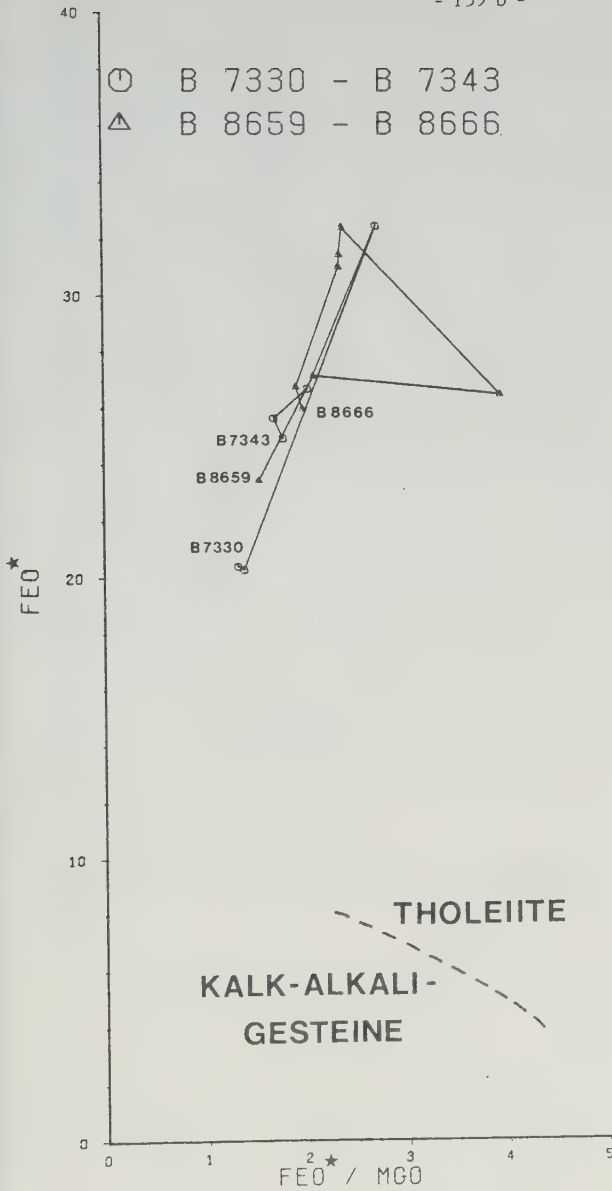


Abbildung 20.6 : Darstellung des Umwandlungstrends und die Lageveränderung der darstellenden Punkte in Relation zur Trennlinie zwischen Tholeiiten und Kalk - Alkali - Gesteinen nach MIYASHIRO (1975)

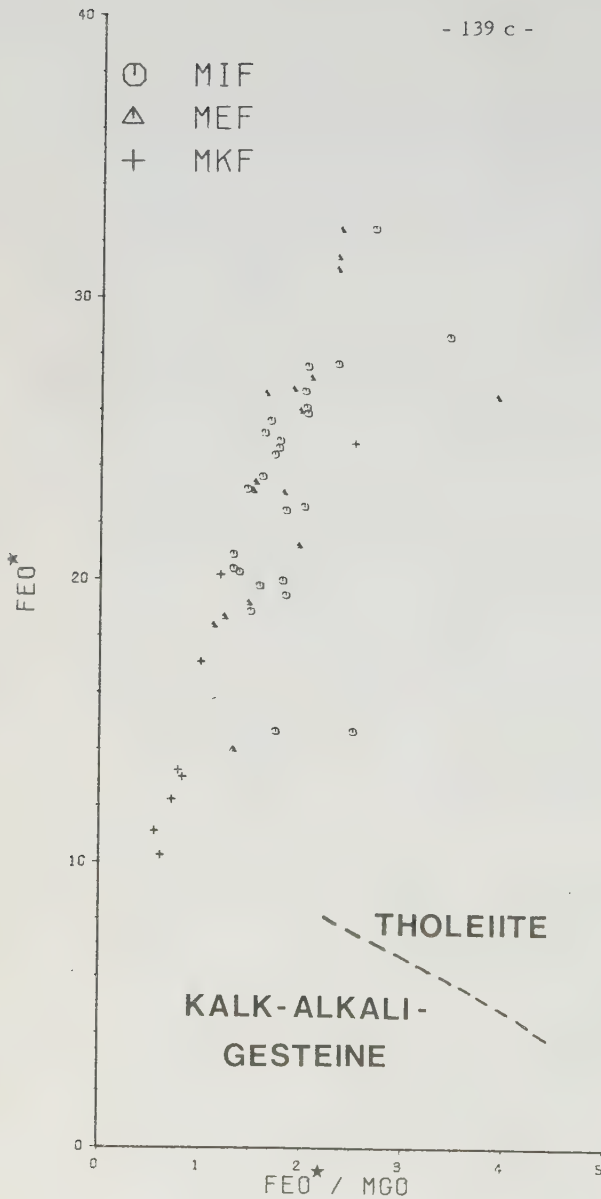
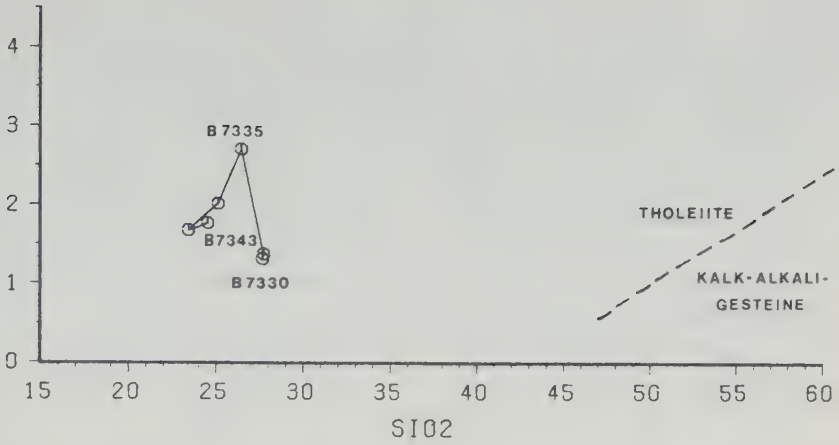


Abbildung 20.7 : Diskriminationslinie zwischen Tholeiiten und kalkalkalischen Gesteinen im Diagramm $\text{FeO}^* / \text{MgO}$ nach MIYASHIRO (1975)

FeO* / MgO



FeO* / MgO

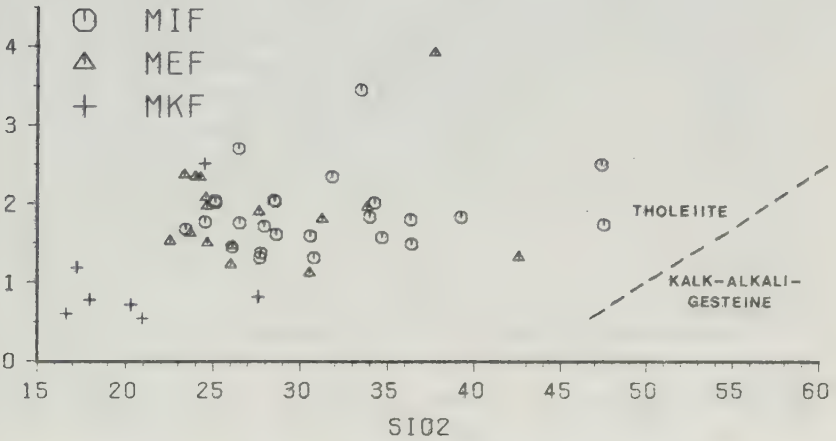


Abbildung 20.8 : Lage der Mafit - Proben und der Umwandlungstrend im Profil B 7330 - B 7343 dargestellt im Diagramm SiO_2 gegen $\text{FeO}^* / \text{MgO}$.

Grenzlinie zwischen Tholeiiten und Kalkalkali - Gesteinen nach MIYASHIRO (1975)

gewählten Eckpunkte mit ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$), Al_2O_3 und MgO in Kationenprozent geringere Fehlermöglichkeiten für die Interpretation der darstellenden Punkte resultieren (siehe Abb. 20.9). Auch die Frage nach einer möglichen komatiitischen Affinität des Mafits, die sich ungeachtet der hohen Eisengehalte aufgrund der hohen Magnesiumgehalte stellt, kann mit dieser Darstellung gleichzeitig geprüft werden (siehe Abb. 20.10).

Veränderungen der Punktlagen durch Stoffabfuhr aus dem Mafit finden in dieser Darstellung vor allem in Form einer Verringerung des Eisen - Anteils statt. Zusätzlich werden sie durch geringere Abfuhr von MgO und die residuale Anreicherung des Aluminiums, das bei der Umwandlung des Mafits als immobil angesehen wurde (siehe Kap. 15), in Richtung der Al_2O_3 - Ecke verschoben. Diese Verschiebung bedeutet, daß in dieser Darstellung der tholeiitische Charakter des Mafits durch Umwandlungseinflüsse nicht in einen mehr komatiitischen Charakter verfälscht werden kann. Auch eine Fehleinschätzung als Kalkalkali - Gestein ist aufgrund der hohen Eisengehalte des Mafits nicht zu befürchten.

Vernachlässigt man die große Bedeutung der extremen Eisengehalte für eine Klassifikation des Mafits und betrachtet nur die Gehalte an Magnesium und Aluminium, ergibt sich in einer Darstellung nach VILJOEN & VILJOEN (SAAGER et al 1882) aufgrund der darstellenden Punkte der Mafit - Proben (siehe Abb. 20.11, 20.12) ein nicht zu übersehender Hinweis auf eine Verwandtschaft zu Komatiiten.

Die Interpretation eines Gesteines als Komatiit oder komatiitischen Basalt aufgrund geochemischer Kriterien, aber ohne Informationen über Geländebeziehungen zu anderen möglichen Gliedern eines solchen Gesteinstypes (die in Riihilahti fehlen oder zumindest nicht beobachtet wurden), und ohne petrographische Erkenntnisse (ARNDT et al 1977, ARNDT et al 1979, BVSP 1981 u.v.a., die in Riihilahti aufgrund starker Umwandlungen und der metamorphen Überprägung nicht mehr zu gewinnen sind), ist nicht vertretbar (NESBITT et al 1979 u.a.).

Würde es sich beim Mafit um einen echten basaltischen Komatiiten handeln, so sollte sich ein solcher Charakter in der Darstellung $\text{FeO}^* / (\text{FeO}^* + \text{MgO})$ gegen Al_2O_3 (in Gew. - %) bestätigen. Auch bei dieser Darstellung ist natürlich zu berücksichtigen, daß die Aluminium - Gehalte durch residuale Anreicherung erhöht sind und daß sich im Verlauf der Umwandlung das Verhältnis von Eisen zu Magnesium zugunsten des Magnesiums verschoben hat (siehe Abb. 20.13). Das bedeutet,

EISEN + TITAN

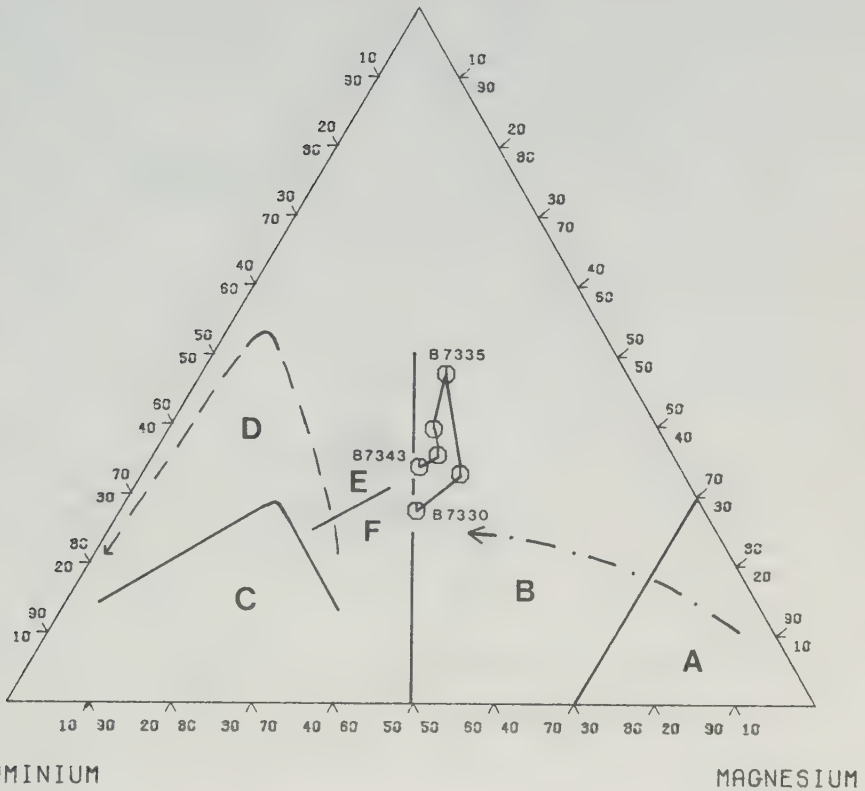


Abbildung 20.9 : Das Profil B 7330 - B 7343 in der Diskriminationsdarstellung nach JENSEN (1976) in Kationenäquivalenten;

- - - - : Komatiitischer Trend (Süd - Afrika)

- - - - : Tholeiitischer Trend (Skaergaard)

A = Ultramafische Komatiite

B = Basaltische Komatiite

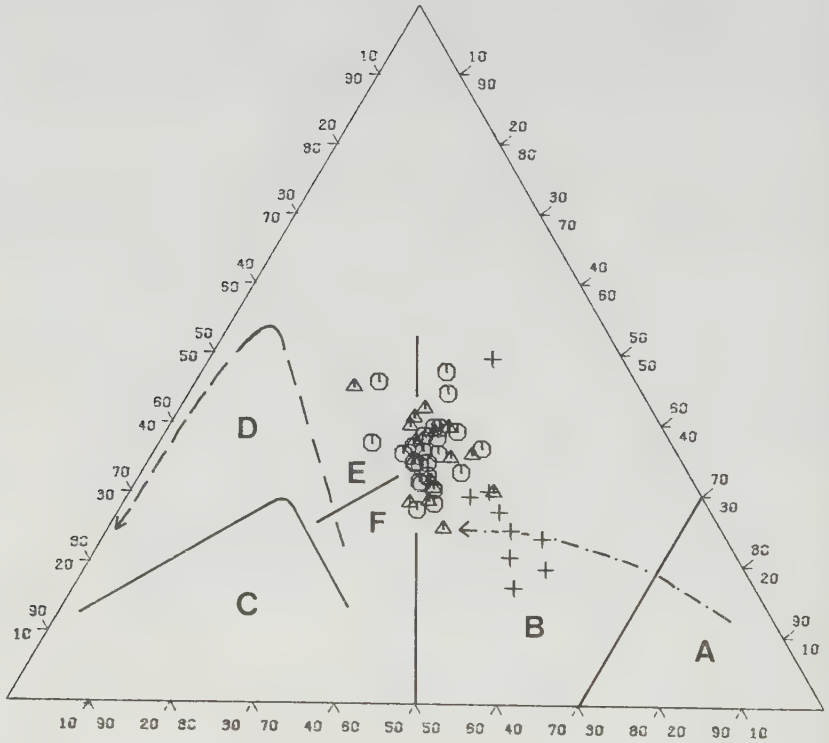
C = Kalkalkali - Gesteine

D = Tholeiite

E = Eisenreiche Tholeiite

F = Magnesiumreiche Tholeiite

EISEN + TITAN



ALUMINIUM

MAGNESIUM

- MAFIT, INTRUSIVE FAZIES (MIF)
- △ MAFIT, EXTRUSIVE FAZIES (MEF)
- + MAFIT, KARBONATREICHE FAZIES (MKF)

Abbildung 20.10 . Die Mafit - Proben im Jensen - Plot (JENSEN 1976).

Zeichenerklärung siehe Abbildung 20.9

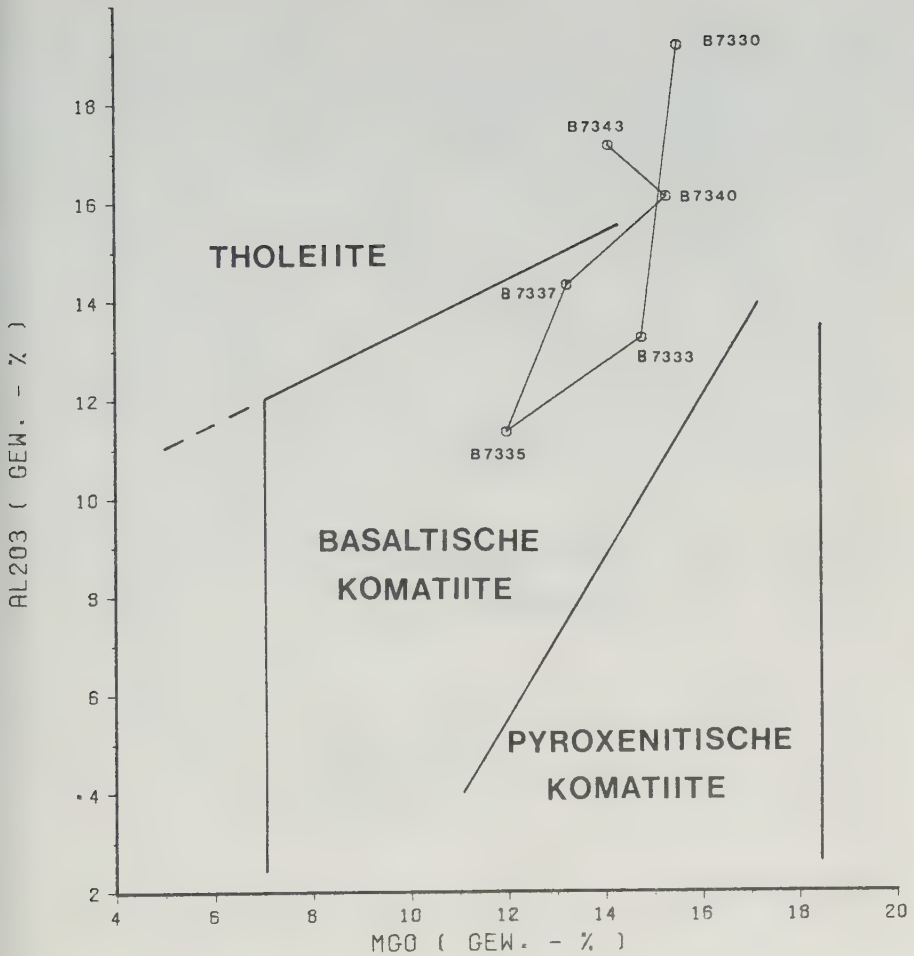


Abbildung 20.11 : Trend der Umwandlung am Mafit in der Darstellung nach VILJOEN & VILJOEN (SAAGER et al 1982)

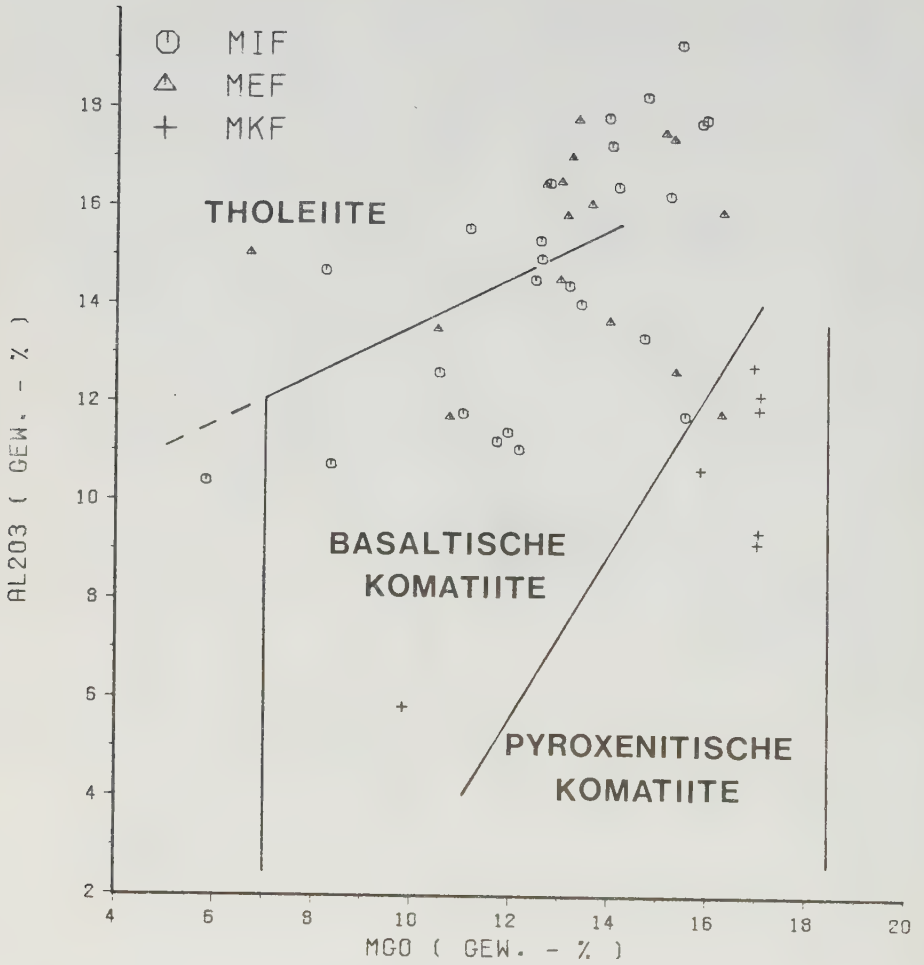


Abbildung 20.12 : Diskriminationsdarstellung nach VILJOEN & VILJOEN
(SAAGER et al 1982) für Komatiite und Tholeiite

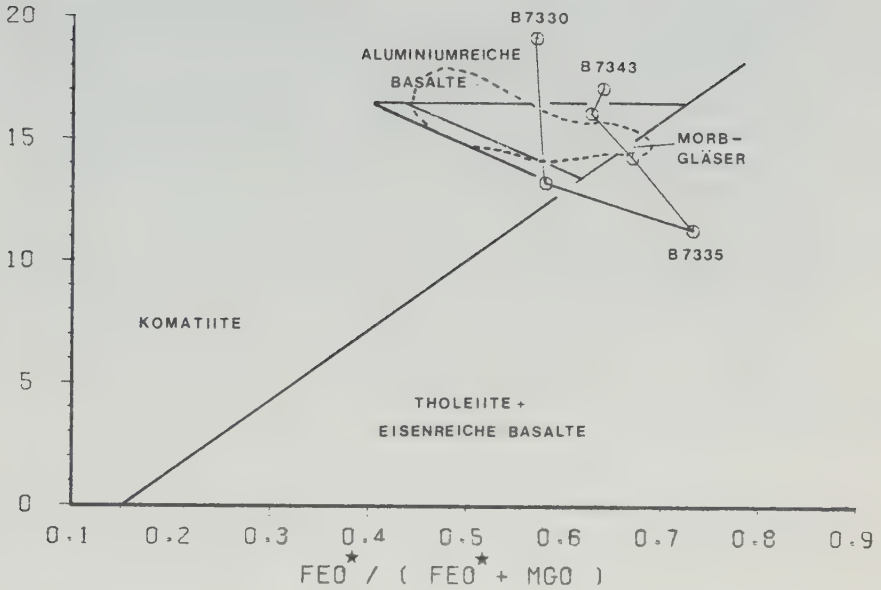


Abbildung 20.13 : Veränderung der Punktlagen bei der Umwandlung, dargestellt anhand des Profils B 7330 - B 7343 in der gleichen Darstellung wie Abbildung 20.14.
Das Feld der MORB - Gläser nach MELSON et al (1977)

daß die darstellenden Punkte in dieser Darstellung von rechts unten nach links oben verschoben werden und dadurch in einigen Fällen die Diskriminationslinie nach NALDRETT & GOODWIN (1977) überschreiten (siehe Abb. 20.14). Sie kommen dann auch zum Teil im Bereich aluminiumreicher Basalte zu liegen (NALDRETT & GOODWIN 1977). Zwar können auch tholeiitische Gesteine (z.B. viele Mid - Ocean - Ridge - Basalte; kurz MORB) oberhalb dieser Trennlinie plotten, Komatiite fallen aber mit Ausnahme der an Aluminium verarmten Komatiite (NESBITT & SUN 1976) stets oberhalb dieser Linie. Da der Mafit aufgrund seiner Zusammensetzung kaum als dieser speziellen Gruppe von Komatiiten zugehörig betrachtet werden kann, folgt daraus, daß der Mafit nicht als Komatiit (im weitesten Sinne) bezeichnet werden kann und daß er in unverändertem Zustand wohl ausschließlich unterhalb der Trennlinie im Feld der Tholeiite und eisenreichen Basalte (ARNDT et al 1977, BVSP 1981) plotten würde.

Auch die letzte hier diskutierte Darstellung der Beziehungen in den Hauptelementen des Mafits macht anschaulich, daß zu Komatiiten deutliche Unterschiede bestehen. Die Darstellung TiO_2 gegen $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2$ (siehe Abb. 20.15) zeigt anhand dieser beiden relativ verwitterungsresistenten Elemente, daß der Mafit bei niedrigen $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2$ - Verhältnissen hohe TiO_2 - Gehalte aufweist. Das Aluminium / Titan - Verhältnis sollte im ursprünglichen Gestein um den Wert 10 oder knapp darunter geschwankt haben, d.h. das Verhältnis liegt deutlich unter dem der normalen Komatiite (vergl. NESBITT et al 1979 u.a.). Dieses Verhältnis liegt an der Untergrenze des Variationsbereiches von MORB, der Mafit enthält aber z.T. deutlich höhere TiO_2 - Gehalte. Die ebenfalls zu beobachtenden höheren Verhältnisse bei niedrigeren TiO_2 - Gehalten, die einen Trend erzeugen, wie er durch Gesteine mit ansteigenden Aufschmelzungsgraden aufgezeigt wird, sind auf die Umwandlungsvorgänge zurückzuführen (vergl. Abb. 20.15).

Hohe TiO_2 - Gehalte bei niedrigen $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2$ - Verhältnissen werden durch geringere Aufschmelzungsgrade eines Mantels pyrolitischer Zusammensetzung erzeugt (vergl. z.B. NESBITT et al 1979, SUN & NESBITT 1978), der im vorliegenden Fall noch unter dem der MORB gelegen haben müßte. Mit einem so geringen Aufschmelzungsgrad sind aber andere geochemische Gesichtspunkte, wie z.B. die hohen MgO - Gehalte, vordergründig nicht vereinbar (siehe Kap. 21). Wäre nicht offensichtlich, daß TiO_2 bei den Umwandlungsvorgängen abgeführt werden konnte und

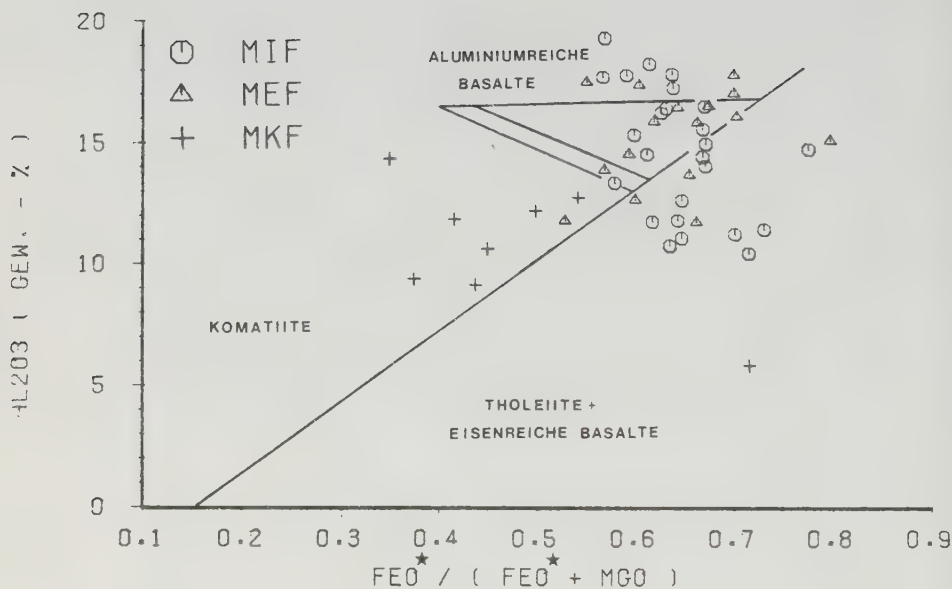


Abbildung 20.14 : Lage der Mafit - Proben in der Darstellung zur Differenzierung zwischen einigen Haupttypen von Basalten nach NALDRETT & GOODWIN (1977)

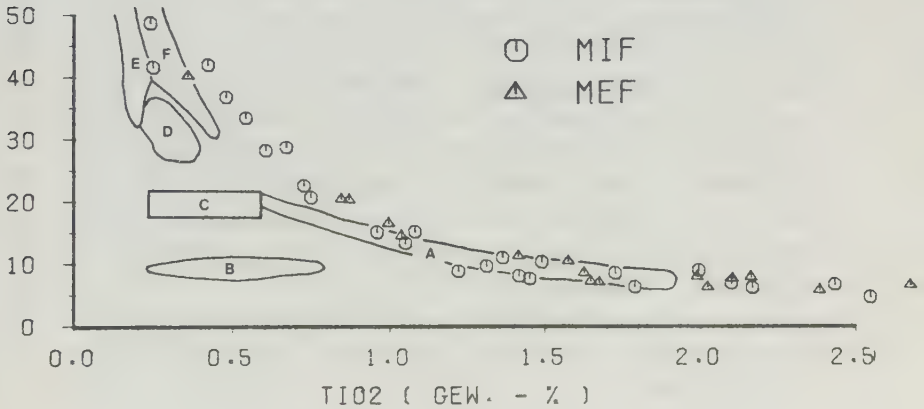
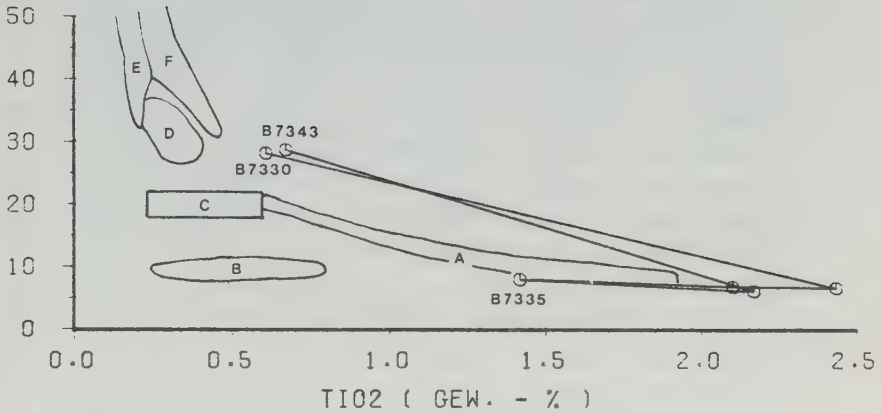


Abbildung 20.15 : Veränderung der Punktlagen als Ausdruck der Umwandlung im Profil B 7330 - B 7343 und der Variationsbereich der Mafit - Proben der intrusiven und extrusiven Fazies; Felder nach SUN & NESBITT (1978)

A = MORB

B = Barberton Komatiite

C = Archaische Komatiite

D = Inselbogen - Andesite (Papua)

E = Inselbogen - Andesite (Mariana Trench)

F = Bett's Cove - Andesite

sich dadurch das Verhältnis von Al_2O_3 zu TiO_2 vergrößerte, könnte man vermuten, daß mehrere Eruptionen von Schmelzen erfolgten, die deutlich unterschiedliche Aufschmelzungsgrade unterschiedlich stark verarmter Mantelbereiche repräsentieren.

Eine Betrachtung der korrespondierenden Darstellung von CaO / TiO_2 gegen die Titangehalte ist wegen der starken Mobilität des Kalziums bei der Umwandlung des Mafits nicht sinnvoll. Fast alle Proben zeigen gegenüber dem Feld der MORB (siehe NESBITT et al 1979 oder SUN & NESBITT 1978) eine CaO - Verarmung und es kann nicht ausgeschlossen werden, daß die Umwandlung die wesentliche Ursache hierfür ist.

20.2.2. Klassifikation anhand von Spurenelement - Daten

Aufgrund der Variationsbereiche von Spurenelementen bzw. untergeordneten Hauptelementen und den systematischen Veränderungen von Elementverhältnissen als Ausdruck der Petrogenese (Aufschmelzungsgrad, Differentiation, Ausgangsgestein u.a.), gibt es eine große Anzahl von Vorschlägen, mit Hilfe ausgewählter Elementbeziehungen eine Klassifikation und Beschreibung zu erleichtern. Diese Darstellungen wurden vorwiegend unter dem Aspekt der Interpretation von Proben unbekannter Genese entwickelt (BECCALUVA et al 1979, CANN & HEATH 1976, CRAWFORD & KEAYS 1978, DAVIES et al 1979, FLOYD & WINCHESTER 1975, 1978, GILL 1979, PEARCE 1975, 1979, PEARCE & CANN 1971, 1973, PEARCE & GALE 1977, PEARCE & NORRY 1979, REFAAT & ABDULLAH 1980, RIDLEY et al 1974, SHERVAIS 1982, THOMPSON et al 1980, THORPE 1972, WINCHESTER & FLOYD 1977, WOOD et al 1979 a u.a.).

Viele dieser Vorschläge, wie die von REFAAT & ABDULLAH (1980), THORPE (1972), WOOD et al (1979 a) und anderen, waren auf den Mafit deshalb nicht anwendbar, da es nicht möglich war, alle dafür erforderlichen Elemente zu bestimmen. Aber auch nicht alle Diskriminationsdarstellungen, für die die notwendigen Informationen über Elementgehalte vorlagen, konnte auch auf den Mafit angewandt werden. In einigen Fällen konnte nicht davon ausgegangen werden, daß der chemische Stoffbestand dieser Metavulkanite von den Umwandlungs-

vorgängen unbeeinflusst blieb. Besonders die leicht mobilisierbaren Elemente wie Kalium, Rubidium und Strontium sollten deutlichen Veränderungen unterworfen worden sein und dadurch in ihren relativen Gehalten gegenüber anderen Spurenelementen verändert sein (siehe neben Kap. 15, CANN & HEATH 1976, SMITH & SMITH 1976 u.v.a.).

Untersuchungen über das Verhalten einzelner Spurenelemente bei Umwandlungsvorgängen und bei der Metamorphose (CANN 1970, DAVIES & WHITEHEAD 1980, SMITH & SMITH 1976, um nur einige wenige zu nennen, die nicht in Kap. 15 aufgeführt wurden) geben ein Bild davon, welche Spurenelemente bei einer Umwandlung der Basalte immobil bleiben und für petrologische Interpretationen geeignet sind.

Die Verwertbarkeit von immobil Elementen auch nach einer hydrothermalen Überprägung wird je nach den lokal wirksamen Umwandlungsbedingungen von manchen Autoren eingeschränkt (z.B. FINLOW - BATES & STUMPFL 1981, HYNES 1980, MACGEEHAN & MACLEAN 1980), für die gleichen oder weitere Elemente aber auch bestätigt (FINLOW - BATES & STUMPFL 1981, HUMPHRIS & THOMPSON 1978 b, u.a.).

Diese Unmöglichkeit einer allgemeingültigen Aussage über das Verhalten von Spurenelementen gilt auch für die Seltenen Erden (REE). Ob unter den speziellen Umwandlungsbedingungen des Mafits von Riihilahti die Verteilungsmuster der REE unverändert geblieben sind, müßte zunächst durch eine große Anzahl von REE - Analysen überprüft werden, da trotz der allgemein akzeptierten Ansicht, daß REE weitgehend immobil sind (z.B. CONDIE et al 1977, MENZIES et al 1979) zahlreiche Beispiele für REE - Mobilität aus der Literatur bekannt sind (z.B. FLOYD 1979, HELLMAN et al 1977, 1979, HUMPHRIS et al 1987, LUDDEN & THOMPSON 1978, 1979). Daß auch die schweren REE verändert worden sein könnten, läßt die große Mobilität des sich geochemisch wie die schweren REE verhaltenden Yttriums im Vergleich zu Zirkonium vermuten (siehe den Verlauf des Umwandlungstrends in der Darstellung Zr gegen Zr / Y, Abb. 20.28). Aus diesem Grunde erschien für diese Untersuchung der große Aufwand für die Bestimmung der REE zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht gerechtfertigt.

Yttrium sollte sich zwar auch bei der Umwandlung ähnlich wie die schweren REE verhalten (SAUNDERS et al 1979 a), da sich aber viele der inkompatiblen Elemente bei der Petrogenese anders verhalten als bei der Umwandlung (SAUNDERS et al 1979 a, WOOD et al 1979 b), die

REE sich in ihrem Umwandlungsverhalten von den anderen inkompatiblen Elementen unterscheiden sollten und auch deren Verhalten nicht einheitlich ist (SAUNDERS et al 1979 a), sind die Ergebnisse von SUN et al (1979), daß sich die Verteilungsmuster der REE unter Umständen durch die Gehalte anderer Elemente vorraussagen lassen, mit Sicherheit nicht übertragbar.

Bei der Betrachtung des Profiles B 7330 - B 7343 zeigte sich für alle Spurenelemente eine Veränderung gegenüber den als immobil definierten Elementen Zirkonium und Aluminium im Verlauf der Umwandlung (siehe Kap. 15.5). Diese Beobachtung legt den Verdacht nahe, daß die unterschiedlich starken Abfuhr die Lage der darstellenden Punkte in Diskriminationsdarstellungen verschieben können und daß Fehlinterpretationen aufgrund der Punktlagen möglich werden. Um unabhängig von dem für jedes einzelne Element gültigen Umwandlungsverhalten den Trend der Umwandlungen darzustellen, wurde für die verwendeten Diskriminationsverfahren auch das Profil B 7330 - B 7343 geplottet (soweit darstellbar) und angenommen, daß der Umwandlungstrend dieses Profiles repräsentativ für den aller Mafitproben ist.

Nicht alle Kriterien waren für alle Mafit - Proben überprüfbar, da die Niobium - Gehalte in einigen Proben unter der Nachweisgrenze lagen und deshalb diese Proben in den entsprechenden Diagrammen nicht dargestellt werden konnten.

Auch bei den Spurenelementen ergibt sich die Problematik der Übertragbarkeit der Diskriminationsargumente auf das vorliegende Gestein, da diese Diskriminationskriterien in der Regel an sehr jungen Vulkaniten erstellt wurden, deren Chemismus (und damit auch die Petrogenese) deutlich von dem des Mafits abweichen.

Die Elementgehalte und Elementverhältnisse in jungen Vulkaniten lassen sich von der chemischen Zusammensetzung des rezenten Erdmantels ableiten und durch petrologische Modelle erklären. Die auf empirischen Untersuchungen basierenden Diskriminationsdarstellungen sind durch diese petrologischen Modelle auch theoretisch ableitbar bzw. begründbar (NESBITT et al 1979, PEARCE 1979, PEARCE & GALE 1977, PEARCE & NORRY 1979, SAUNDERS et al 1979 a, SHERVAIS 1982, SUN & NESBITT 1978, WOOD et al 1979 b u.a.), ebenso wie ihre Verwertbarkeit für die Diskrimination umgewandelter Proben (SAUNDERS et al 1979 a). Ob die für Modellberechnungen notwendigen Annahmen und Voraussetzungen (Aufschmelzungsdruck, Aufschmelzungsgrad, Man-

telzusammensetzung, Mantelmineralogie usw.) alle uneingeschränkt auch auf das Präkambrium übertragbar sind, erscheint zumindest fraglich.

Es gibt Anzeichen dafür, daß sich die geochemische Zusammensetzung von Tholeiiten bei einem gegebenen Differentiationsgrad im Verlauf der Erdgeschichte veränderte (GILL 1979). Durch den Bezug auf Mg' als Maß für eine Differentiation werden diese Beobachtungen aber auf den Mafit nicht anwendbar, da durch die Mischung von Schmelzen unterschiedlicher Entwicklungsstadien (siehe unten und Kap. 21) Mg' im Mafit für die zu beobachtenden Spurenelementgehalte zu kleineren Werten verschoben wurde, ohne daß der Verschiebungsbetrag abschätzbar wäre. Es erscheint auch fraglich, ob Mg' für solche Betrachtungen eine sinnvolle Vergleichsgröße darstellt, da erhöhte Eisengehalte im präkambrischen Mantel denkbar erscheinen (siehe Kap. 21 und z.B. SUN & NESBITT 1977) und zumindest ein Teil der von GILL (1979) beobachteten Unterschiede auf ein verändertes Eisen / Magnesium - Verhältnis des Mantels zurückzuführen sein könnte. Deshalb können die hier aufgezeigten geochemischen Beziehungen nicht vorbehaltlos interpretiert werden, selbst wenn die Diskriminationsdarstellungen in einzelnen Fällen auch auf präkambrische Gesteine sinnvoll übertragbar sein können.

Weitere Argumente gegen eine kritiklose Übernahme der Diskriminationsergebnisse sind die von denen des Mafits oft erheblich abweichenden Hauptelementchemismen der für die Entwicklung der Darstellungen herangezogenen Magmatite (Konzentrationsbereiche von SiO_2 , ($CaO + MgO$), TiO_2 u.a.) und die Wahrscheinlichkeiten der falschen Zuordnung auch junger Vulkanite aufgrund von Überlagerungen der geochemischen Variationsbereiche genetisch unterschiedlicher Gesteine (z.B. FLOYD & WINCHESTER 1975, PEARCE 1979),

Auch bei der Interpretation der Spurenelementdaten dürfen alle Ergebnisse wegen der Alterstellung des Mafits und seiner ungewöhnlichen chemischen Zusammensetzung (was gleichbedeutend ist mit einer ungewöhnlichen Petrogenese) nur als Hinweis auf mögliche Ähnlichkeiten verstanden werden.

Die Hauptelementdaten konnten einen gewissen Hinweis auf tholeiitischen Charakter des Mafits liefern, der sich, falls real vorhanden, auch in der Geochemie der Spurenelemente widerspiegeln sollte. Das Verhältnis von Yttrium zu Niobium ist nach PEARCE & CANN (1973) dazu geeignet, Tholeiite von Alkali - Basalten zu unterscheiden und wurde auch von FLOYD & WINCHESTER (1975, 1978) und WINCHESTER &

FLOYD (1977) angewandt. Eine petrogenetische Erklärung für die Verwendbarkeit dieses Verhältnisses wird von PEARCE & NORRY (1979) und SAUNDERS et al (1979 a) gegeben. Das Y / Nb - Verhältnis schwankt in den MIF - Proben (soweit berechenbar) zwischen 3.4 und 21.5 und erreicht einen arithmetischen Mittelwert für den 95 % - Vertrauensbereich von 9.86 ± 2.21 und eine Standardabweichung von 5.28. Die stark schwankenden Werte auch innerhalb eines Profils durch den Mafit (B 7330 - B 7343 zwischen 3.9 und 20.5 für B 7335) machen wahrscheinlich, daß besonders das Nb auf die gleiche Weise wie TiO_2 umgelagert wurde und dadurch kleinere Verhältnisse entstehen. In den Fällen, in denen eine Abfuhr der beiden Elemente angenommen werden muß, scheint die prozentuale Yttrium - Abfuhr die des Niobiums zu übersteigen (vergl. Tab. 15.9), was ebenfalls zu einer Verkleinerung des Verhältnisses führt. Der gesamte (möglicherweise zu kleineren Werten verschobene) Variationsbereich liegt über einem Verhältnis von 3, was als Bestätigung des tholeiitischen Charakters angesehen wird. Daneben gibt ein so großes Verhältnis einen Hinweis auf die Ähnlichkeit mit Ozeanboden - Basalten (PEARCE & CANN 1973).

Auch die Darstellung des Y / Nb - Verhältnisses gegen die TiO_2 - Gehalte (ohne Abbildung) nach FLOYD & WINCHESTER (1975) schließt durch die Lage der Tholeiit - Felder und die Lage der Mafit - Proben einen alkalischen Charakter aus, auch wenn der Trend der Probenpunkte, der ähnlich dem der ozeanischen Tholeiite verläuft, weitestgehend durch Umwandlungsprozesse verursacht wird.

Verstärkend für die Interpretation des Mafites als Tholeiit wirkt sich die Umwandlung auch in der Darstellung Zr / P_2O_5 gegen Nb / Y (siehe Abb. 20.16) durch die Abfuhr von Phosphor gegenüber Zirkonium aus. Die niedrigen Nb / Y - Verhältnisse lassen nach dieser Diskriminationsdarstellung jedoch kaum eine Interpretation als Alkali - Basalte zu.

Von WINCHESTER & FLOYD (1977) wurden Diagramme vorgestellt, mit deren Hilfe es möglich ist, den alkalischen bzw. subalkalischen Charakter von Vulkaniten und deren Differentiationsgrad zu erkennen. Sie sind nach FLOYD & WINCHESTER (1978) auch auf metamorph überprägte und zum Teil auch auf umgewandelte Proben übertragbar. Von diesen Darstellungen wurde das Diagramm Nb / Y gegen Zr / TiO_2 ausgewählt um eine Aussage darüber zu erhalten, ob der Mafit das stärker differenzierte Glied einer subalkalischen Entwicklungsreihe darstellen könnte und welche Bezeichnung für das nicht umgewandelte Ge-

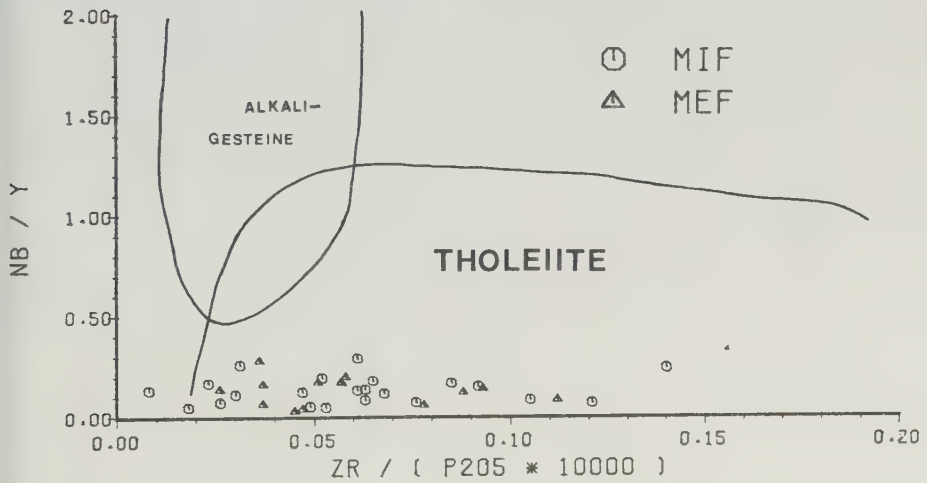
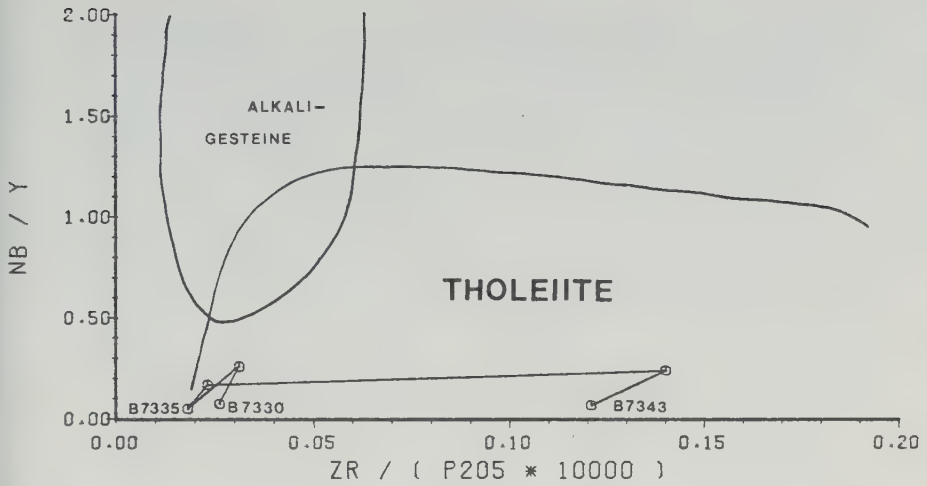


Abbildung 20.16 : Veränderung der Punktlagen bei der Umwandlung des Profiles B 7330 - B7343 und der Variationsbereich von MIF und MEF in der Darstellung nach FLOYD & WINCHESTER (1975)

stein angebracht wäre. In der Abbildung 20.17 wird der Umwandlungstrend des Profiles B 7330 - B 7343 dargestellt. Ohne die Berücksichtigung der Hauptelementgehalte ergäbe sich nach diesem Diagramm eine etwas unsinnige Namensgebung, das Diagramm läßt jedoch vermuten, daß der Mafit einen differenzierten Vulkanit darstellt. Auf eine Präsentation aller Mafit - Proben wird verzichtet, die Proben mit dem größten Zr / TiO_2 - Verhältnis liegen in dieser Darstellung im Dazit / Rhyodazitfeld.

Die Spurenelementdaten bieten sich jedoch vor allen Dingen für eine Überprüfung beziehungsweise für die Suche nach Hinweisen auf das paläotektonische Regime an, in dem sich der Mafit von Riihilahti entwickelt hat. Für solche Zwecke stellten PEARCE & CANN (1973) ternäre Diskriminationsdarstellungen der Elementgehalte von Titanium, Zirkonium und Yttrium für umgewandelte Proben und Titanium, Zirkonium und Strontium für frische Proben vor, deren Diskriminationsfelder von CANN & HEATH (1976) auch als binäre Diskriminationsdarstellungen veröffentlicht wurden. Nur die Darstellung für umgewandelte Proben ist auf die Mafitproben anwendbar, da die Strontiumgehalte durch die Umwandlungsvorgänge so stark reduziert wurden, daß die Mafit - Proben weit außerhalb der Diskriminationsfelder zu liegen kommen. Der Umwandlungstrend des Profiles B 7330 - B 7343 (siehe Abb. 20.18) läßt die Interpretation zu, daß Yttrium bei der Umwandlung stärkeren Abfuhr als Zirkonium unterworfen wurde und daß nach dieser Darstellung der Mafit nicht auf dem Kontinent oder als Ozeaninsel - Basalt entstand. Eine Zuordnung zu einem anderen tektonischen Umfeld ist nicht möglich, da Ozeanboden - Affinität oder Inselbogen - Charakteristik durch Umwandlung erzeugt werden können. Deshalb ist der große Streuungsbereich aller Mafit - Proben (siehe Abb. 20.19) nur als Umwandlungseinfluß und nicht als Übergang zwischen paläotektonischen Bereichen zu interpretieren.

Wenn die zu untersuchenden Basalte an Plattengrenzen entstanden (siehe auch weiter unten), dann ist auch die Darstellung von Titanium gegen Zirkonium nach PEARCE & CANN (1973) anwendbar. Die Probe B 7335 liegt in dieser Darstellung (siehe Abb. 20.20) im Feld der Ozeanboden - Basalte, die Folgen der Umwandlung bewirken jedoch, daß die am stärksten umgewandelten Proben des Profiles B 7330 - B 7343 in einem Bereich zu liegen kommen, der für Inselbogen - Basalte eines fortgeschrittenen Entwicklungsstadiums charakteristisch ist. Der angedeutete bimodale Trend aller Mafit - Proben (siehe Abb. 20.21) muß als Auswir-

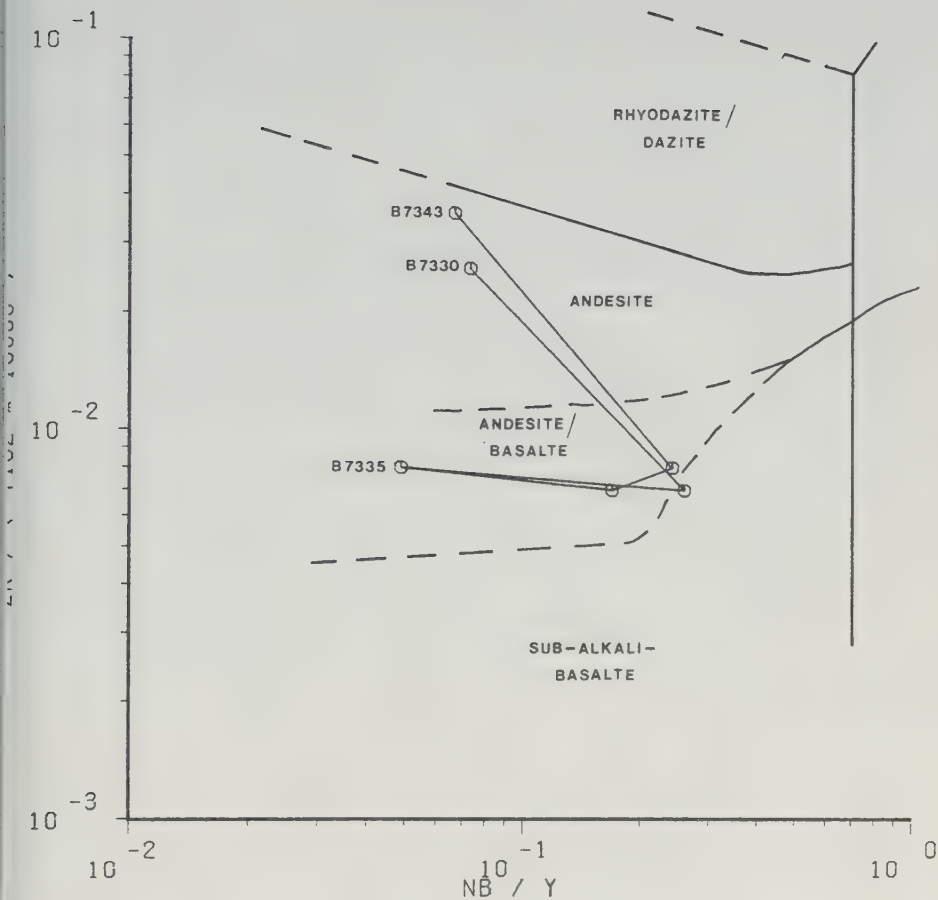


Abbildung 20.17 : Umwandlungstrend in der Diskriminationsdarstellung nach WINCHESTER & FLOYD (1977)

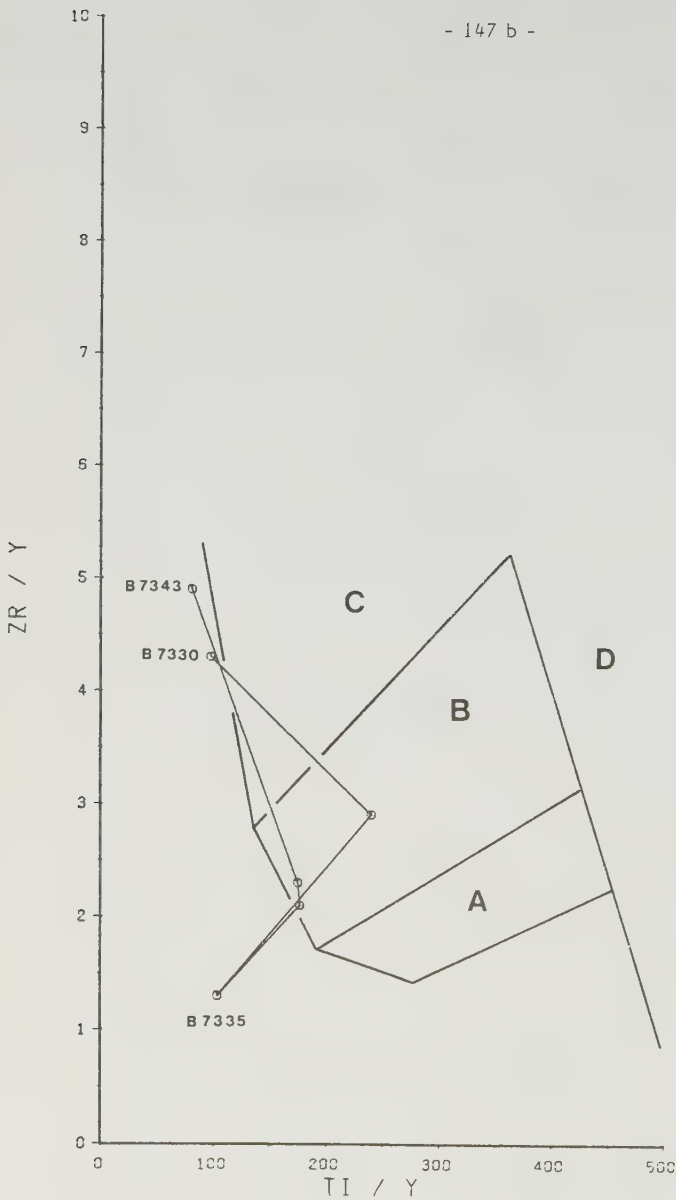
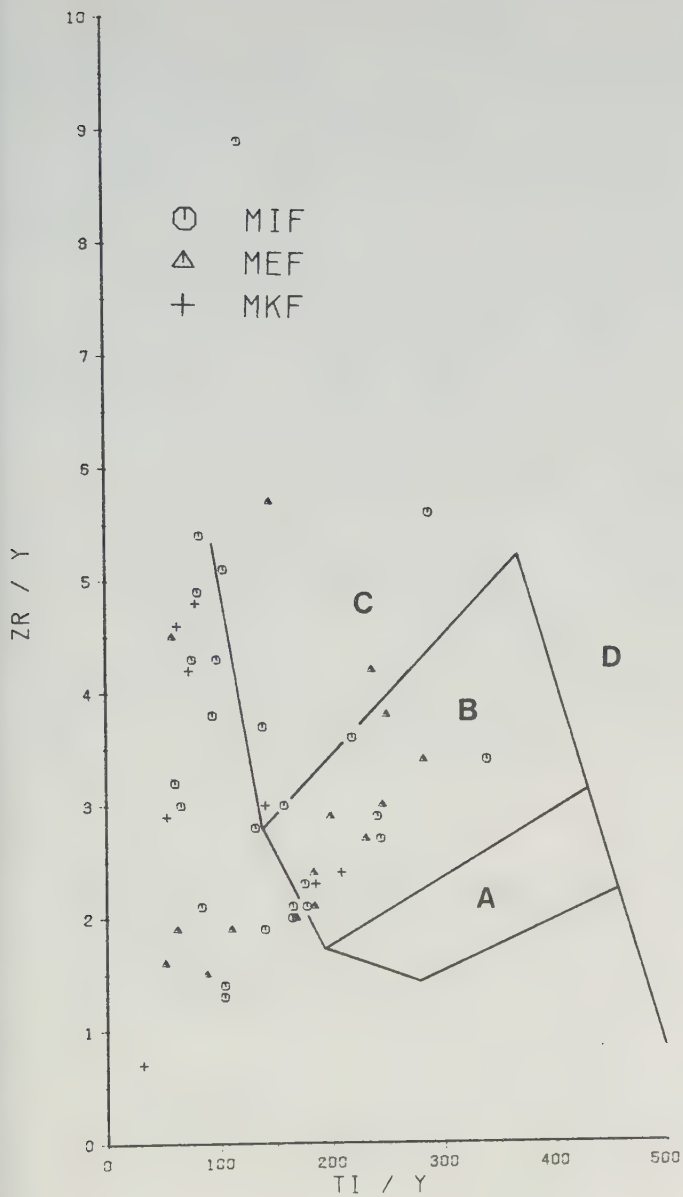


Abbildung 20.18 : Umwandlungstrend des Profiles B 7330 - B 7343 in der Darstellung nach CANN & HEATH (1976)

A, C = Inselbogen - Basalte

B = Ozeanboden und Inselbogen - Basalte

D = Kontinentale und Ozeaninsel - Basalte



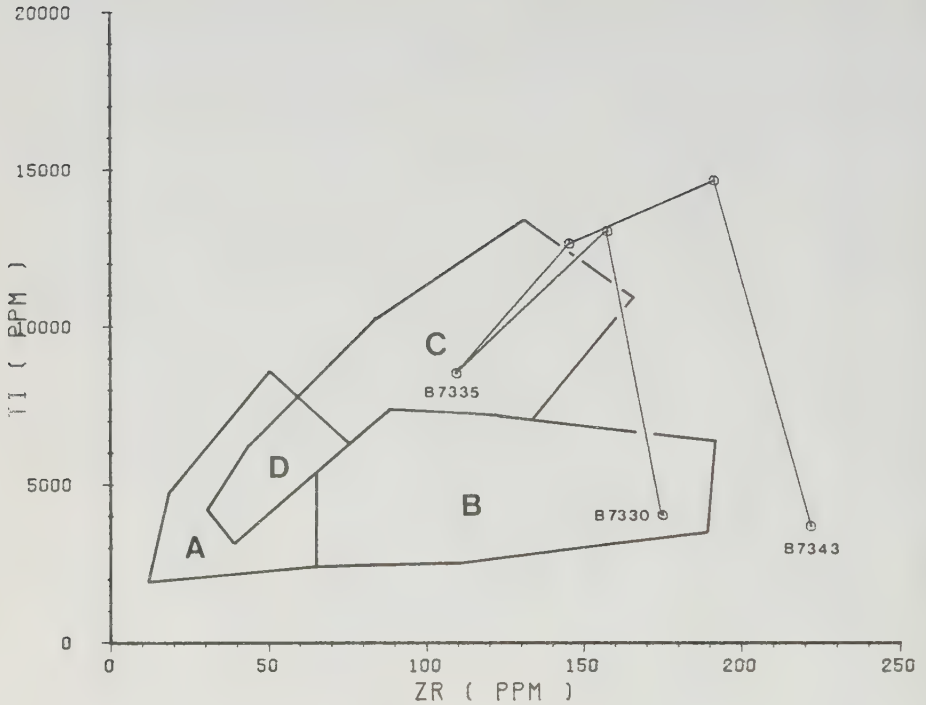


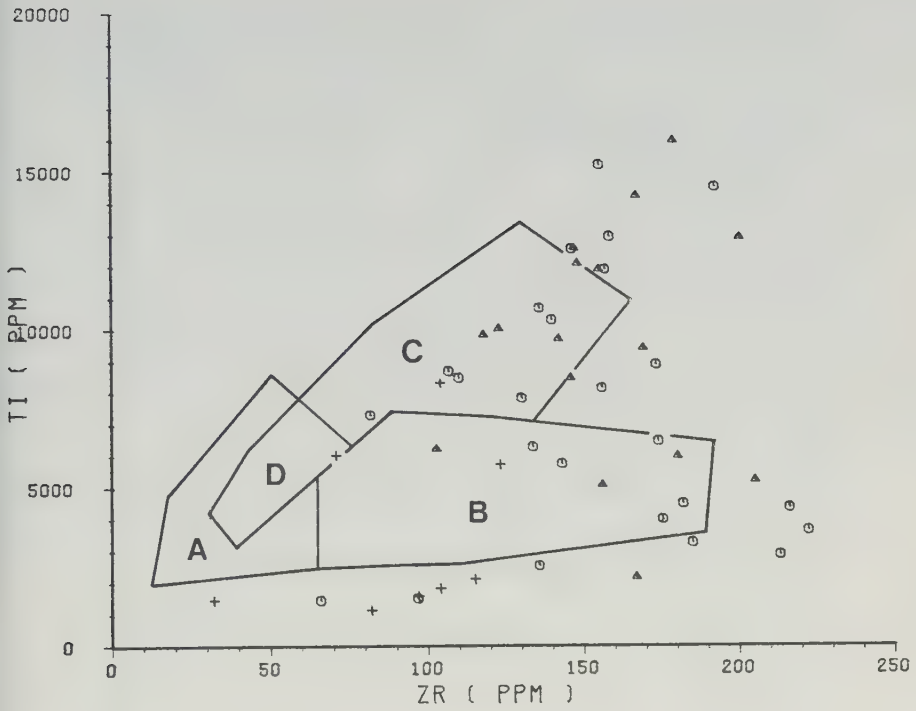
Abbildung 20.20 : Umwandlungstrend des Profiles B 7330 - B 7343 in der Darstellung nach PEARCE & CANN (1973)

A = Inselbogen - Basalte (frühes Entwicklungsstadium)

B = Inselbogen - Basalte (mittleres und spätes Entwicklungsstadium)

C = Ozeanboden - Basalte

D = Überlagerungsbereich von A, B und C



- MIF
- △ MEF
- + MKF

Abbildung 20.21 : Streubereich der Mafit - Proben in der Darstellung nach PEARCE & CANN (1973);
Erklärung siehe Abbildung 20.20

kung der Umwandlungen betrachtet werden. Aus den beiden Abbildungen ist aber eine Ähnlichkeit zwischen Ozeanbodenbasalten und den gering umgewandelten Mafit - Proben abzuleiten. Diese Aussagen ergeben sich auch aus der Interpretation der Darstellung nach PEARCE (1979) in den Abbildungen 20.22 und 20.23.

Bei einem gegebenen TiO_2 - Gehalt geringere Chromgehalte sind ein Kennzeichen von Inselbogen - Tholeiiten und ermöglichen nach dem Vorschlag von PEARCE (1975) eine Diskrimination gegenüber Ozeanboden - Basalten. In der Abbildung 20.24 ist der Umwandlungstrend des Profiles B 7330 bis B 7343, in der Abbildung 20.25 ist der Variationsbereich aller Mafit - Proben dargestellt. Da bei der Umwandlung beide Elemente abgeführt bzw. umgelagert werden, verlagert sich der Schwerpunkt der Mafit - Proben von der Diskriminationslinie weg weiter in das Feld der Inselbogen - Tholeiite hinein. Diese Punktlagen könnten dahingehend interpretiert werden, daß der Mafit von Riivilahti tatsächlich Inselbogen - Charakter hat. Es muß jedoch auch die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, daß es sich um einen Ozeanboden - Basalt mit ungewöhnlich geringen Chromgehalten handelt.

Von PEARCE (1979) wird eine weitere Diskriminationsdarstellung vorgeschlagen, in der ebenfalls Chrom, in diesem Fall neben Yttrium zur Kennzeichnung des tektonischen Umfeldes bei der Entstehung von Basalten herangezogen wird. In dieser Darstellung (siehe Abb. 20.26, 20.27) bestätigt sich eine Einstufung als Inselbogen - Basalt jedoch nicht. Die weniger umgewandelten Proben des Profiles B 7330 ff weisen zwar geringere Chromgehalte als Ozeanboden - Basalte auf, ihre hohen Yttrium - Gehalte bewirken aber eine Lage außerhalb der Variationsbereiche von Inselbogen - Basalten und Basalten, die fern von Plattengrenzen entstanden. Durch die Yttrium - Abfuhr bei der Umwandlung kommen sie im Feld der kontinentalen Basalte und Ozeaninsel - Basalte zu liegen, ein tektonisches Umfeld, das aufgrund der bereits angeführten Diskriminationsbefunde als sehr unwahrscheinlich angesehen werden muß. Ist die Umwandlung mit einer Anreicherung von Chrom verbunden, fallen die Proben auch in den Bereich der Ozeanboden - Basalte.

Die ungewöhnlich hohen Yttriumgehalte bewirken ein ungewöhnlich niedriges Zr / Y - Verhältnis in der Darstellung Zr gegen Zr / Y nach PEARCE & NORRY (1979), das auf eine Beziehung zu Inselbogen - Tholeiiten schließen lassen würde, wären nicht die Zirkoniumgehalte für eine solche Interpretation zu hoch. In dieser Darstellung (siehe Abb.

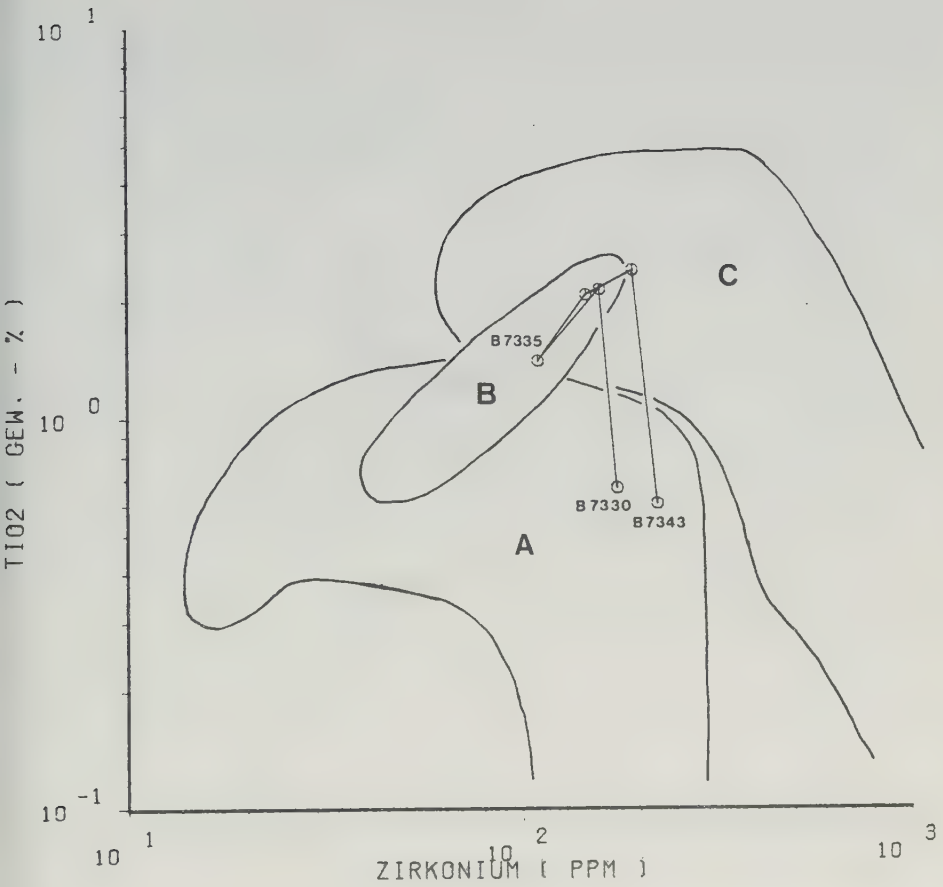


Abbildung 20.22 : Von PEARCE (1979) vorgeschlagenes Diagramm zur Diskrimination zwischen: A = Inselbogen - Basalte; B = Ozeanboden - Basalte; C = Kontinentale und Ozeaninsel - Basalte. Dargestellt ist der Umwandlungstrend des Profiles B 7330 - B 7343

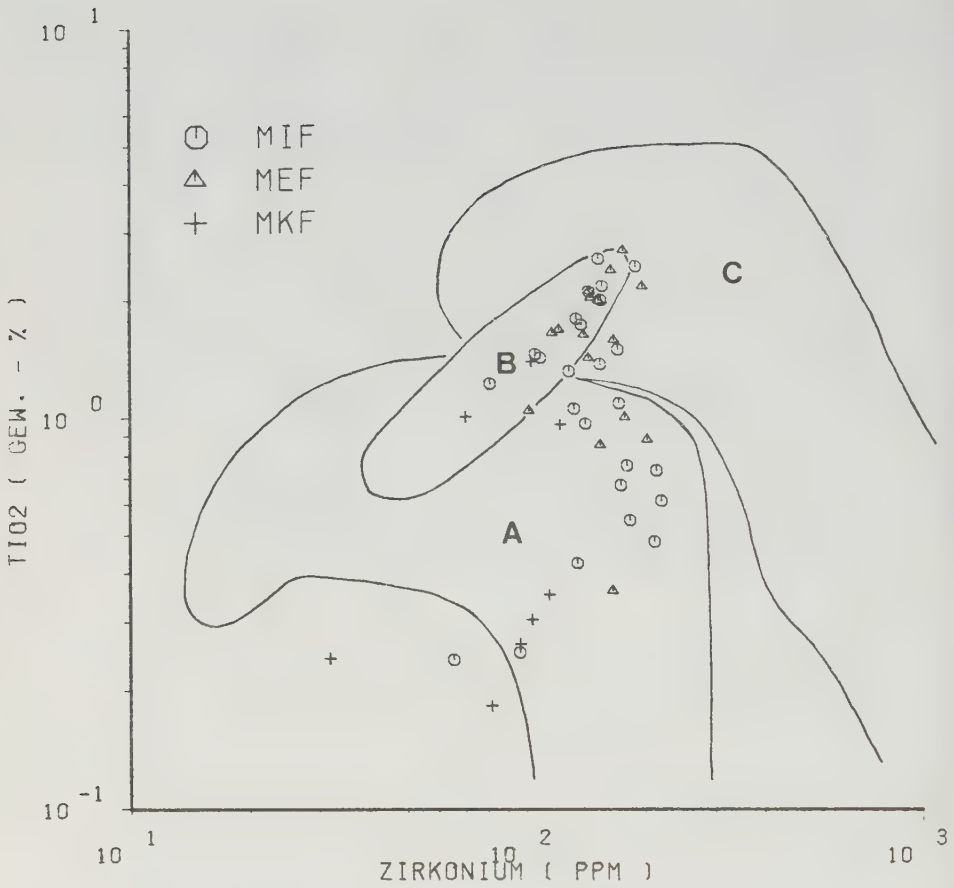


Abbildung 20.23 : Streuungsbereich der Mafit - Proben; Erklärung siehe
Abbildung 20.22

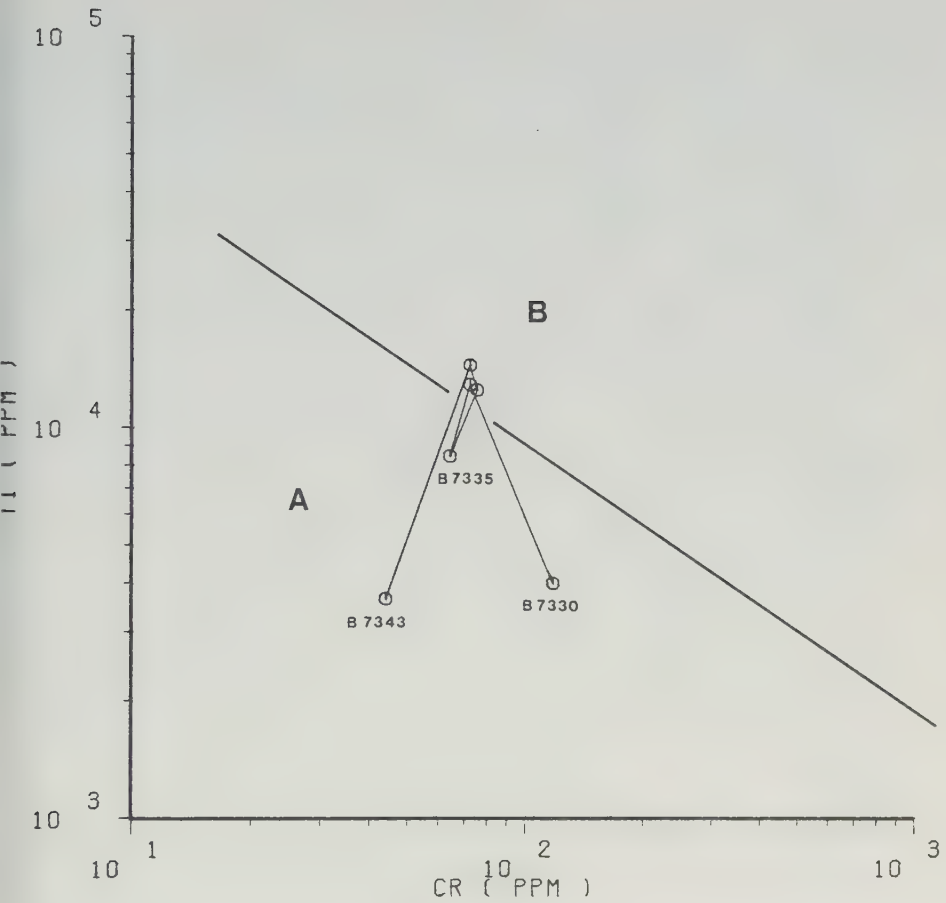
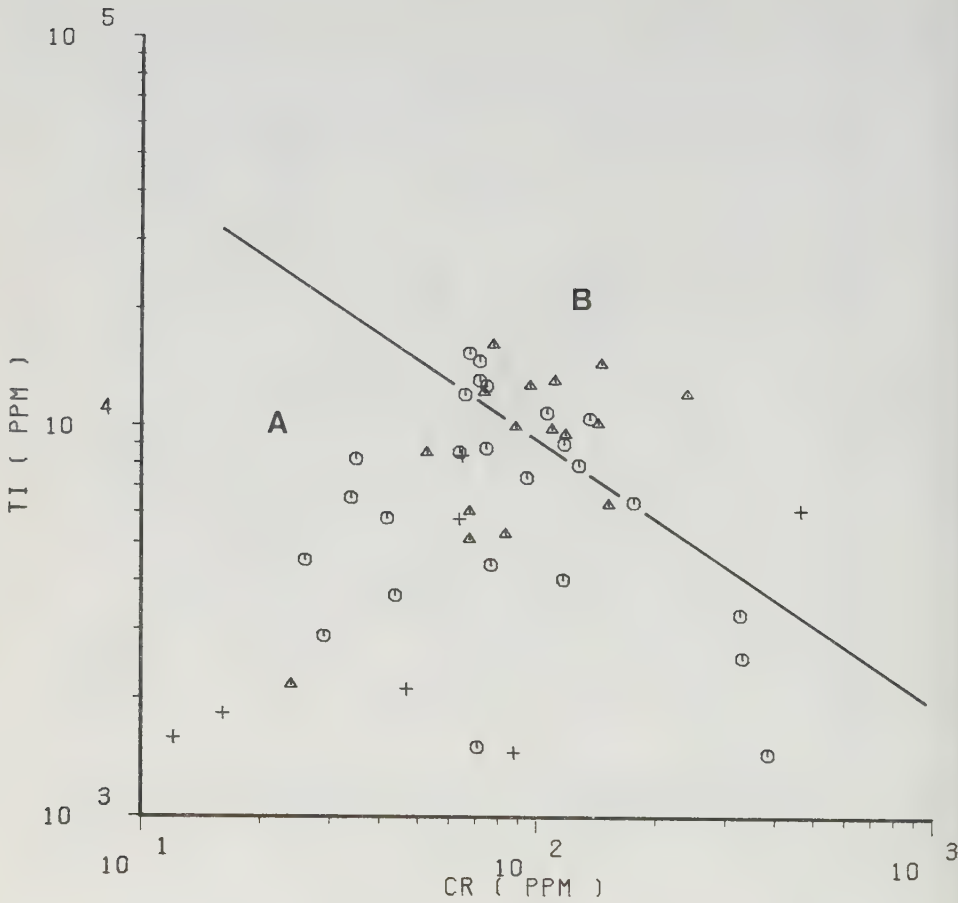


Abbildung 20.24 : Diskriminationsdarstellung nach PEARCE (1975) zur Darstellung des Umwandlungstrends im Profil B 7330 - B 7343

A = Inselbogen - Basalte
B = Ozeanboden - Basalte



- MIF
- △ MEF
- + MKF

Abbildung 20.25 : Variationsbereich der Mafitproben in der Diskriminationsdarstellung nach PEARCE (1975); Erklärung der Felder siehe Abbildung 20.24

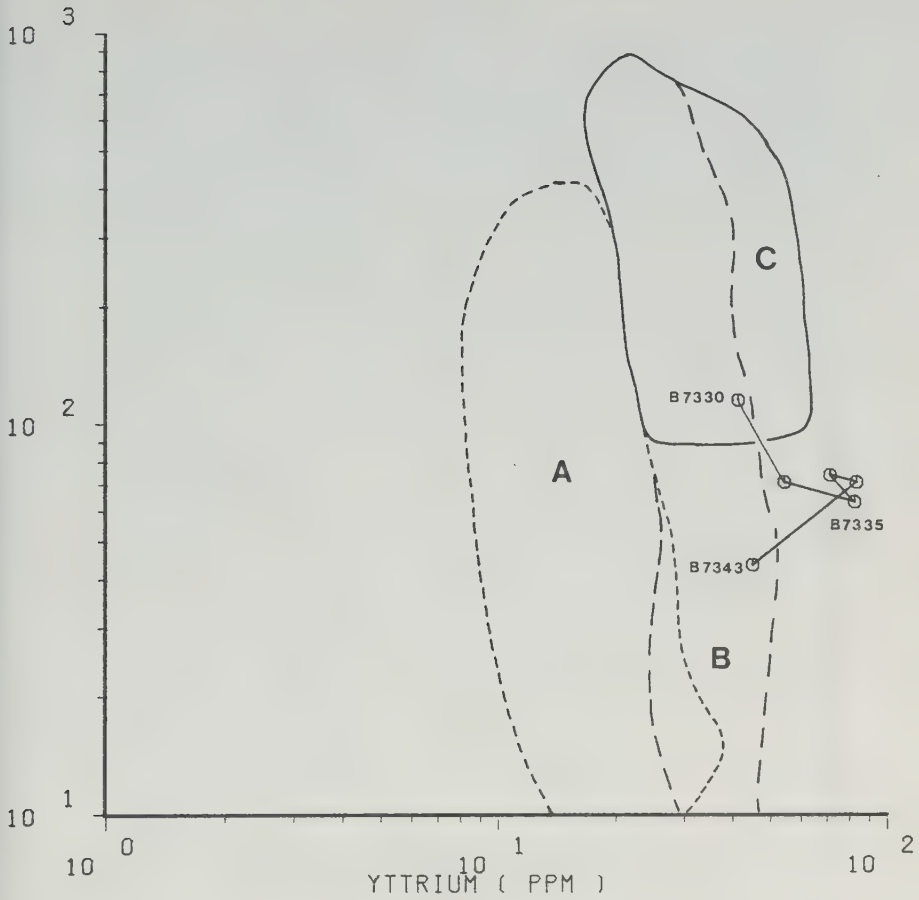
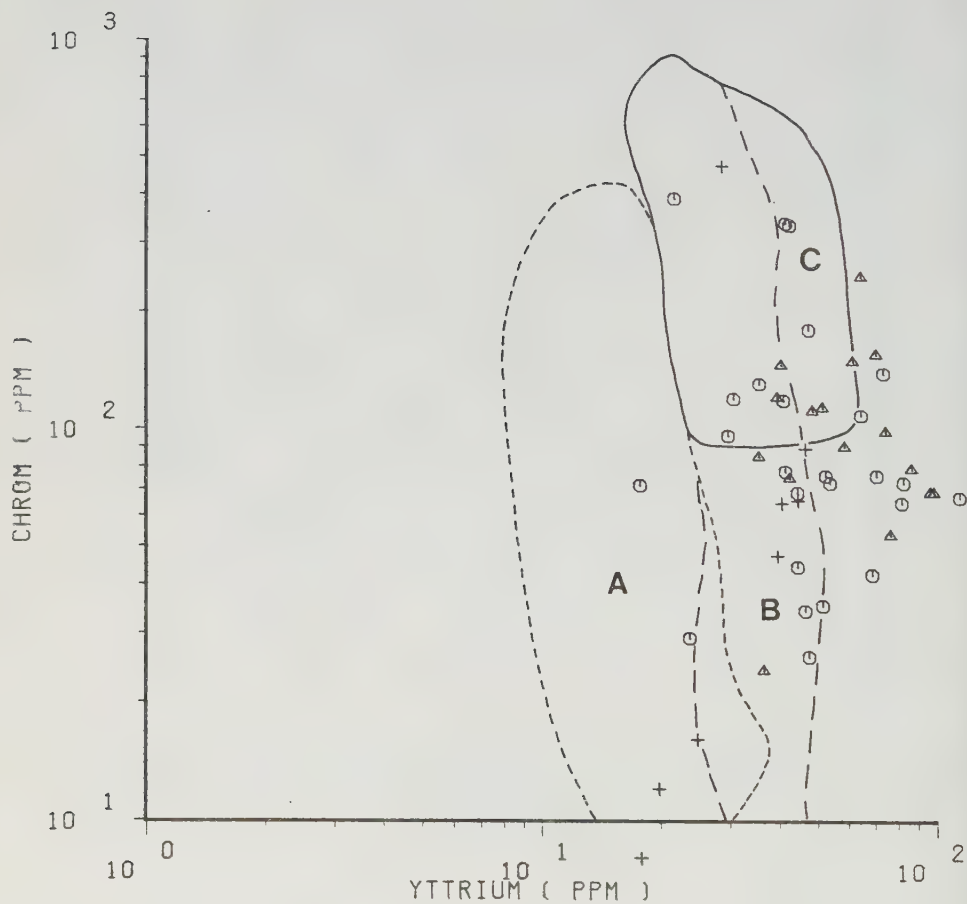


Abbildung 20,26 : Umwandlungstrend im Profil B 7330 - B 7343;

A = Inselbogen - Tholeiite

B = Kontinentale und Ozeaninsel - Basalte

C = Ozeanboden - Basalte



- MIF
- △ MEF
- + MKF

Abbildung 20.27 : Streubereich der Mafitproben; Erklärung der Felder siehe Abbildung 20.26

20.28), in der der Umwandlungstrend dargestellt wird, zeigt sich, daß von einem sehr niedrigen Zr / Y - Verhältnis bei der Probe B 7335 ausgehend, das Verhältnis mit dem Umwandlungsgrad ansteigt, d.h. daß Yttrium bei der Umwandlung deutlich gegenüber Zirkonium abgeführt wird. Die Umwandlung verursacht eine Verlagerung der darstellenden Punkte in das Feld der ozeanischen Basalte hinein, wie die Abbildung 20.29 für die Gesamtheit der Mafitproben zeigt.

Dieses Diagramm wurde anhand von Proben erstellt, die keinen hohen Anteil an kumulativen Phasen enthalten und aus denen kein Magnetit ausgeschieden wurde. Aufgrund der Diskussion in Kapitel 21 (siehe unten) und die darin skizzierten Vorstellungen über den Verlauf der Entwicklung des Mafits erscheint es vertretbar, das Diagramm auch auf den Mafit anzuwenden.

PEARCE & NORRY (1979) diskutieren ausführlich die möglichen Prozesse, die zur Einstellung der Zr / Y - Verhältnisse in Vulkaniten führen können. Auch wenn im Mafit die SiO_2 - Gehalte deutlich unter den 50 % der Modellberechnung liegen, sollten sich diese Erkenntnisse auch auf den Mafit übertragen lassen, da niedrigere SiO_2 - Gehalte die Grundparameter (Verteilungs - Koeffizienten) nur unwesentlich verändern (PEARCE & NORRY 1979). Da die Differentiation der Schmelze zwar einen Anstieg der Zirkonium - Gehalte bei einer gleichzeitigen Verringerung der Chrom - Gehalte bewirkt, das Zr / Y - Verhältnis bei einer Differenzierung unter niedrigen Druckbedingungen aber kaum verändert wird (PEARCE & NORRY 1979, SAUNDERS et al 1979 a), kann nur der Aufschmelzungsprozess und die Ausgangszusammensetzung des Mantels das Zr / Y - Verhältnis maßgeblich beeinflussen. Die Beziehungen der hohen Zirkonium - Gehalte und des niedrigen Zr / Y - Verhältnisses lassen sich durch ein Aufschmelzungsmodell eines Durchschnittsmantels (PEARCE & NORRY 1979) nicht erklären, da das Zr / Y - Verhältnis in Komatiiten mit ca. 2.5 (SUN & NESBITT 1978) im chondritischen Bereich liegt und damit das normale Verhältnis des Erdmantels repräsentieren sollte. Um niedrigere Zr / Y - Verhältnisse, wie sie z.B. die Probe B 7335 zeigt, zu erzeugen, muß eine mehrstufige Entwicklung angenommen werden. Eine relative Yttrium - Anreicherung könnte durch die geringgradige Aufschmelzung eines granathaltigen Ausgangsmaterials, in dem nur ein kleiner Teil des gesamten Granatgehaltes aufgeschmolzen wird (MYSEN & KOSHIRO 1977) erfolgen. Ob allerdings eine so große Entstehungstiefe für den Mafit angenommen werden kann, daß Granat

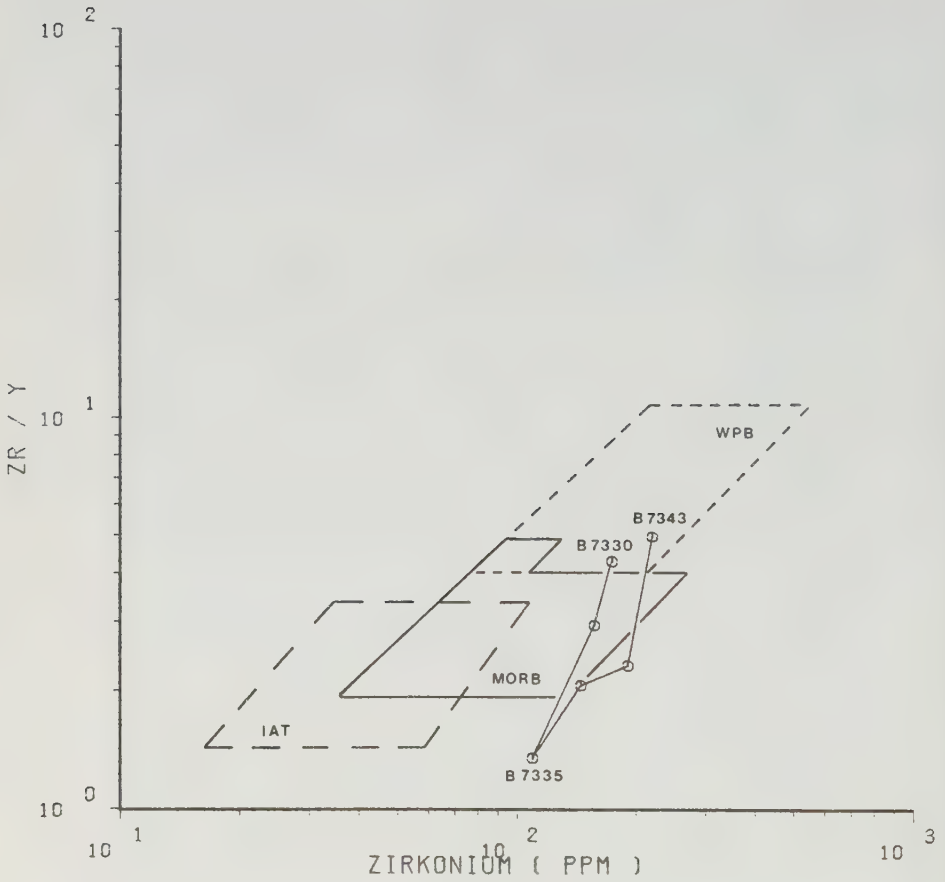


Abbildung 20.28 : Umwandlungstrend des Profiles B 7330 - B 7343 in
der Diskriminationsdarstellung nach PEARCE (1979)

IAT = Inselbogen - Basalte

MORB = Ozeanboden - Basalte

WPB = Kontinentale und Ozeaninsel - Basalte

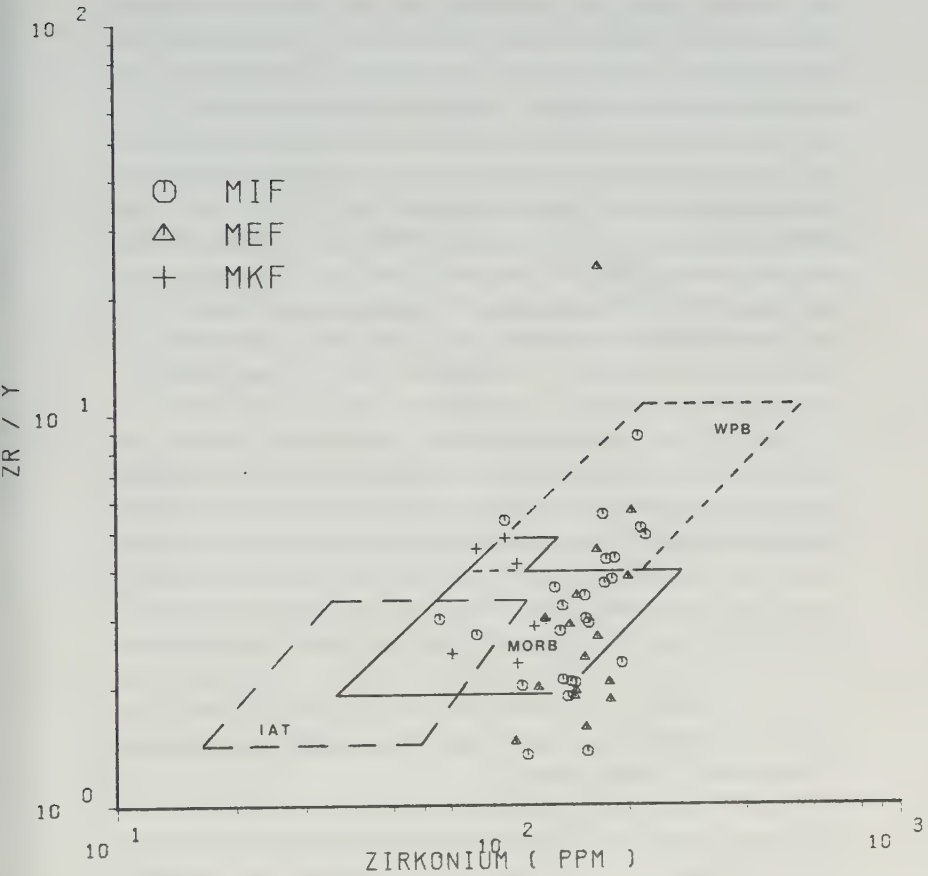


Abbildung 20.29 : Die Mafit - Proben in der Diskriminationsdarstellung nach PEARCE (1979);
Erklärung der Felder siehe Abbildung 20.28

eine stabile Phase des Mantels darstellt, bzw. aus der Schmelze auskristallisieren kann (NESBITT et al 1979), ist offen. Ein so geringer Aufschmelzungsgrad ist aber mit der geochemischen Zusammensetzung des Mafits (z.B. mit den hohen MgO - Gehalten) nicht vereinbar.

Wahrscheinlicher erscheint die Erzeugung des Zr / Y - Verhältnisses durch eine Verarmung des Mantels an Zirkonium infolge wiederholter Aufschmelzungsvorgänge (z.B. PEARCE & NORRY 1979, SUN & NESBITT 1978). Um dann in der Schmelze ca. 100 ppm Zirkonium bei gleichzeitig ungewöhnlich hohen Y - Gehalten (siehe oben) enthalten zu können, müßte wieder ein extrem geringer Aufschmelzungsgrad angenommen werden (PEARCE & NORRY 1979), wenn man nicht annehmen will, daß die Ausgangskonzentrationen (besonders auch des Yttriums) wesentlich höher lagen.

Die Zr / Nb - Verhältnisse sollten vom Aufschmelzungsgrad und der Differentiation kaum beeinflußt werden (PEARCE & NORRY 1979, SAUNDERS et al 1979 a, WOOD et al 1979 b), sie wurden jedoch beim Mafit von Riihilahti durch die Umwandlung deutlich erhöht (Nb wurde stärker als Y abgeführt und damit deutlich stärker als Zr). Dennoch ist aus dem Verhältnis von 33.6 ± 9.6 ($s = 22.9$), das mit 95 % - iger Sicherheit das arithmetische Mittel der intrusiven Mafit - Fazies widerspiegelt, und dem Verhältnis von 27.5 in der Probe B 7335 abzuleiten, daß das Ausgangsmaterial der Schmelze tatsächlich von der zu erwartenden Mantelzusammensetzung aufgrund komplexer petrologischer Prozesse abwich (PEARCE & NORRY 1979).

Da bei beiden aufgeführten Möglichkeiten ein geringer Aufschmelzungsgrad erforderlich ist, um die Punktlage der Mafit - Proben im Diagramm Zr gegen Zr / Y zu erklären, die Gesamtzusammensetzung des Mafits aber einen so geringen Aufschmelzungsgrad ausschließt, muß ein Magmen - Mischungsmodell angenommen werden (dieses Modell wird in Kap. 21 anhand anderer Elemente ausführlich diskutiert), in dem frühe Schmelzen hohe Gehalte an besonders inkompatiblen Elementen (vergl. WOOD et al 1979 b) enthielten (hier relevant: Zr), späte Schmelzen neben hohen MgO - Gehalten die Spurenelementcharakteristiken eines verarmten Mantels zeigten. Durch Mischung zweier oder mehrerer unterschiedlich weit entwickelter Schmelzen wird dann die geochemische Gesamtcharakteristik des Mafits hervorgerufen.

Aus der Lage der darstellenden Punkte in diesem Diagramm kann nach PEARCE & NORRY (1979) und PEARCE (1979) die ehemalige

Driftgeschwindigkeit divergierender Platten abgeschätzt werden. Nimmt man für den Mafit eine Entstehung als Ozeanboden - Basalt an (siehe unten) und nimmt man ferner an, daß plattentektonische Modelle auf das Präkambrium anwendbar sind und daß zwischen den petrologischen Prozessen an divergierenden Platten im Präkambrium und in späteren erdgeschichtlichen Epochen kein signifikanter Unterschied besteht, dann könnten eventuell solche Überlegungen auch auf den Mafit anwendbar sein. Die Lage der Probe B 7335 ergäbe dann durch Extrapolation der Abbildung von PEARCE (1979) eine sehr hohe Driftgeschwindigkeit von ca. 50 cm / Jahr, die nach der Lage anderer Probenpunkte sogar noch höher sein könnte. Ob solche hohen Driftgeschwindigkeiten realistische Größen darstellen muß ernsthaft bezweifelt werden.

Obwohl es über die Entstehungsmechanismen besonders eisenreicher Basalte uneinheitliche Ansichten gibt (siehe LE ROEX & DICK 1981, LE ROEX et al 1982 u.a.), existiert ein Zusammenhang zwischen stark differenzierten, eisenreichen Basalten an konstruktiven Plattenrändern und der Driftgeschwindigkeit dieser Platten (BASS 1971, CLAGUE & BUNCH 1976, SCHEIDEGGER 1973).

Vernachlässigt man die möglicherweise allgemein höheren Eisengehalte des präkambrischen Mantels (z.B. SUN 1982) und deren Bedeutung für die Eisengehalte der Basalte, wäre diese oben ermittelte, extrem hohe Driftgeschwindigkeit zumindest prinzipiell mit dem geochemischen Charakter des Mafits zu vereinbaren. Denn je nach relativer Bedeutung der Plattendrift für den Differentiationsgrad (PEARCE 1979) und der Gesetzmäßigkeit des Zusammenhanges könnte die relative Häufigkeit eisenreicher Basalte in manchen präkambrischen Grünsteingürteln (BVSP 1981) darauf hindeuten, daß die Driftgeschwindigkeiten im Präkambrium öfter höhere Werte annahmen als in jüngeren geologischen Einheiten.

Zur Kontrolle, ob der Mafit in seiner geochemischen Charakteristik einen Ozeanboden - Basalt repräsentieren kann, wurde zusätzlich zu den obigen Diskriminationsdarstellungen, die kein eindeutiges Ergebnis erbrachten, dem Vorschlag von BECCALUVA et al (1979) folgend die Lage der Mafit - Proben in der Darstellung Ni gegen Ti / Cr überprüft. Auch dieses Diagramm kann keine verlässliche Antwort geben, da es auf Gesteinen mit SiO_2 - Gehalten zwischen 40 und 56 Gew. - % aufbaut. Da aber die Umwandlung keine Verlagerung der darstellenden Punkte aus dem Ozeanboden - Feld heraus oder hinein bewirkt (Abb. 20.30) und deshalb praktisch alle Mafit - Proben als Ozeanboden - Basalte klassifi-

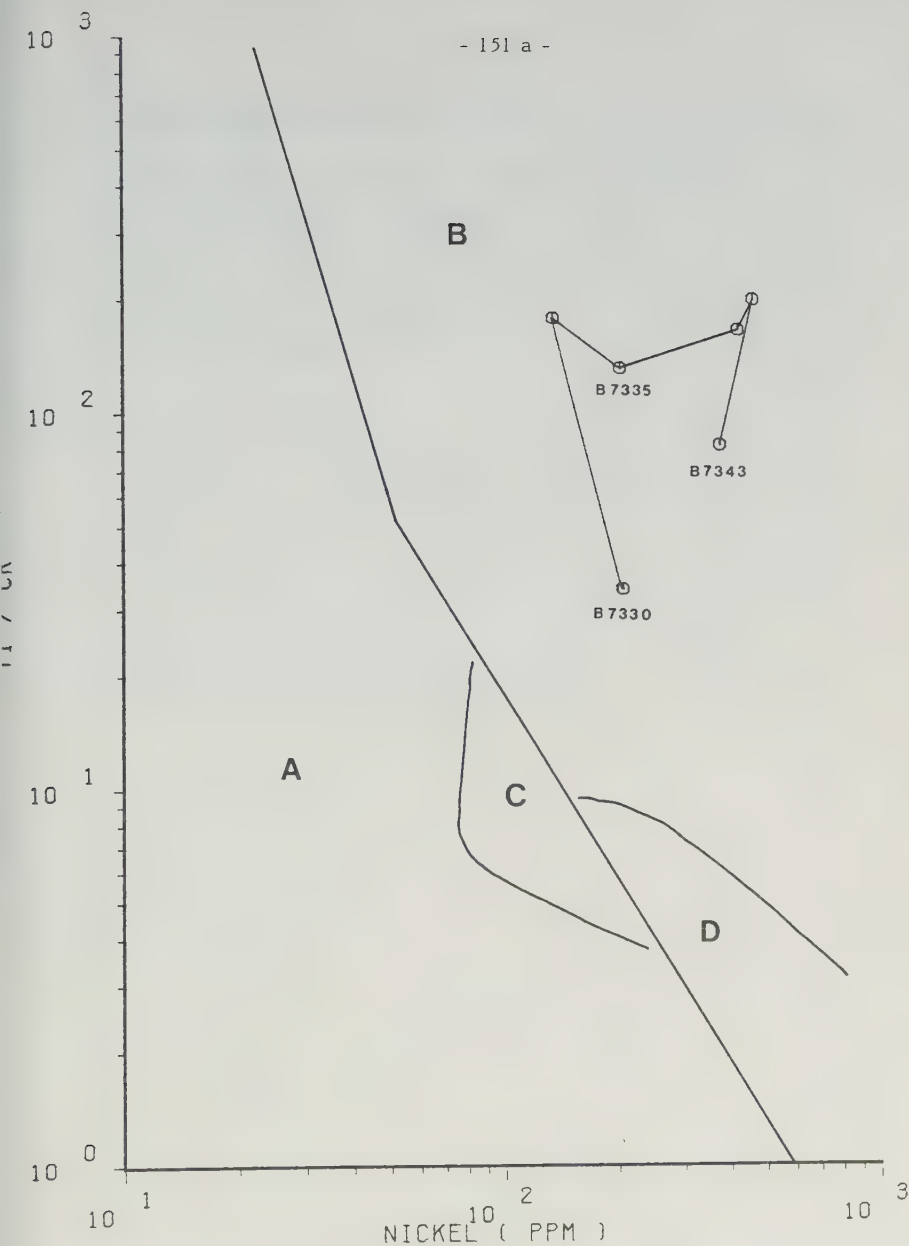


Abbildung 20.30 : Umwandlungstrend des Profiles B 7330 ff in der Darstellung nach BECCALUVA et al (1979);

A = Inselbogen - Basalte; B = Ozeanboden - Basalte;

C = Ca - Basalte; D = Mg - Basalte und Picrite

ziert werden (Abb. 20.31), wird auch diese Darstellung als ernstzunehmender Hinweis gewertet.

Von der auf einige petrologisch wichtige Elemente reduzierten Zusammensetzung durchschnittlicher Ozeanboden - Tholeiite (MORB, nach PEARCE 1979, Abb. 20.32) weicht der Mafit von Riihilahti durch erhöhte Phosphorgehalte und erhöhte Yttriumgehalte ab. Relativ zu niedrig sind die Strontiumgehalte und die Chromgehalte. Diese Abweichungen sind durch die Umwandlung und die komplexe Petrogenese (siehe oben und Kap. 21) erklärbar.

Zusammenfassend läßt sich aus den Klassifikationsversuchen ableiten, daß der Mafit von Riihilahti ein tholeiitischer Basalt mit ungewöhnlicher Zusammensetzung und einer mehrstufigen Genese darstellt, der sehr wahrscheinlich an konstruktiven Plattengrenzen gebildet wurde, ohne daß eine Aussage über den genaueren Typ (" ocean ridge " oder " back - arc basin ") gemacht werden kann (z.B. SAUNDERS et al 1979 a, SHERVAIS 1982). Sollte es sich um einen " ocean ridge " - Basalt handeln, sollte er aus einem Mantelbereich abzuleiten sein, der weniger stark verarmt war als der Herkunftsbereich junger Mid - Ocean - Ridge - Basalte (z.B. ERLAK & KABLE 1976, SUN et al 1979).

- 152 a -

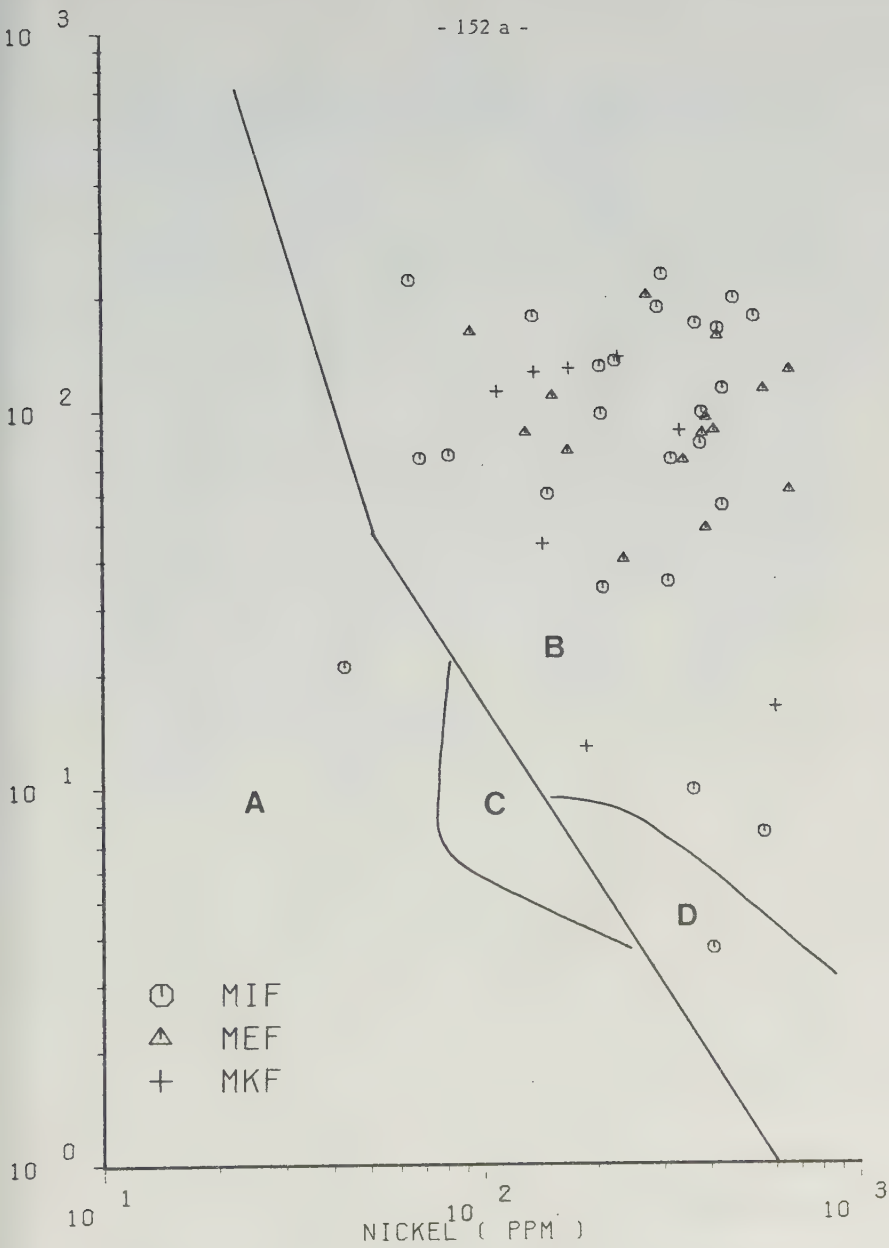


Abbildung 20.31 : Streubereich aller Mafit - Proben; Erklärung der Felder siehe Abbildung 20.31

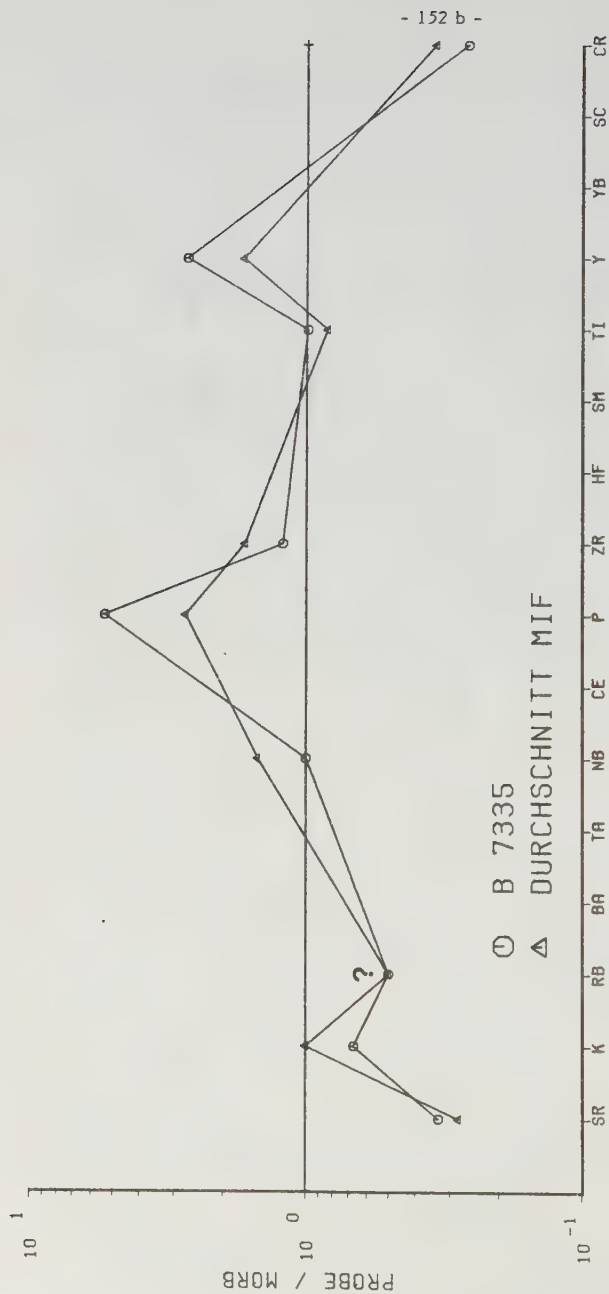


Abbildung 20.32 : Die Probe B 7335 und der Durchschnitt der MIF normiert auf den durchschnittlichen Ozean - Rücken - Basalt (MORB) nach PEARCE (1979);
Rb wurde für den Mafit mit 1 ppm angenommen

21. Geochemische Charakteristik des Mafits und seine Genese

21.1. Einführung

Im folgenden Text wird ein Modell für die Entwicklung des Mafits von Riihilahti und die Zusammenhänge, die zu den Sulfidgehalten und den Gehalten der ökonomisch wichtigen Elementen wie Kupfer und Kobalt führten, vorgestellt.

Die Gehalte an Schwefel, Graphit sowie Kupfer, Kobalt, Zink und Nickel werden als primäre Bestandteile eines stark differenzierten Magmas angesehen, das sich mit einem weitgehend undifferenzierten, MgO-reichen Magma mischte. In der Entwicklungsgeschichte des Mafits sind einige der Entwicklungsstationen rekonstruierbar, die vorgestellt und diskutiert werden. Es wird erörtert, aufgrund welcher Überlegungen dieses Modell entwickelt wurde, welche Argumente dafür und dagegen sprechen. Um die Argumentation nicht zu komplex darstellen zu müssen, wird deshalb, von einigen Grundbeobachtungen ausgehend, dieses Modell unter Zuhilfenahme immer weiterer Beobachtungen und Überlegungen aufgebaut und mögliche, aber nicht wahrscheinliche Prozesse ausgeschlossen. Nach der Ausklammerung dieser Möglichkeiten wird das für Riihilahti jeweils wahrscheinlichste Argument dargestellt.

21.2. Die Kohlenstoffgehalte und der Oxidationsgrad des Mafits

Ein sehr auffälliges Merkmal des Mafits von Riihilahti sind die hohen Graphitgehalte von durchschnittlich 1.36 Gew. - % in der intrusiven Fazies (vergl. Tab. 18.1). Graphit wird in mafischen Vulkaniten im allgemeinen nicht beschrieben, da das Angebot an Sauerstoff in der Regel ausreicht, um allen Kohlenstoff bereits in der Schmelze oder beim Abkühlen nach der Eruption zu oxidieren und zu entgasen.

Basaltische Schmelzen sind Abkömmlinge des Erdmantels, in dem aufgrund der Untersuchungen von Mantelgesteinen (ultramafische Xenolithe) Kohlenstoffgehalte zwischen 100 ppm (DREIBUS et al 1981, WEDEPOHL 1981) und 300 ppm (BVSP 1981) angenommen werden. Höhere Kohlenstoffgehalte werden vorwiegend auf oxidierten Kohlenstoff in Form von Karbonaten zurückgeführt. Ob dieser Kohlenstoff in elementa-

rer Form in Mineralgitter (z.B. Olivin) eingebaut werden kann, ist umstritten (BREY et al 1981, FREUND et al 1980). Im Mafit befindet sich also eine Kohlenstoffmenge, die einem Anreicherungsfaktor zwischen ca. 45 und 140 entspricht, wenn man von den Vorstellungen über rezente Gehalte im Mantel ausgeht.

Da alle Basalte jedoch Kohlenstoff - Verbindungen (vorwiegend CO bzw. CO₂) entgasen, müßte eine Abreicherung des Kohlenstoffs im Mantel im Verlauf der Entwicklungsgeschichte der Erde eingetreten sein (vergl. GREEN 1972, WEDEPOHL 1981).

Auch in submarinen Basaltgläsern wurde Kohlenstoff in Form von Graphit beschrieben (METHEZ & DELANEY 1981). Er bildet in geringen Mengen Anflüge auf Kluftflächen, Korngrenzen und Wandungen von Gasblasen. Für die Ausbildung dieser Graphitanflüge diskutieren MATHEZ & DELANEY (1981) sehr ausführlich die möglicherweise abgelaufenen Reaktionen. Sie nehmen an, daß Oxid- und / oder Sulfid - Oberflächen eine iniziiierende katalytische Wirkung für eine Zersetzung von CO in Graphit und CO₂ haben (Boudouard - Reaktion).

Aus diesen Beobachtungen folgt, daß eventuell Graphitgehalte in Basalten bzw. deren Schmelzen weiter verbreitet sein könnten als angenommen und die Ableitung der Oxidationsbedingungen in der Schmelze aufgrund der Analysen vulkanischer Exhalationen falsch interpretiert werden können.

Die beschriebenen Graphitgehalte in Xenolithen und Gläsern sind sehr gering im Vergleich zu den als CO oder CO₂ entweichenden Kohlenstoffmengen und verschwindend gering im Vergleich zu den im Mafit von Riihilahti auftretenden Gehalten. Es muß deshalb angenommen werden, daß der von MATHEZ & DELANEY (1981) vorgeschlagene Prozess zwar eine Rolle gespielt haben könnte, daß er jedoch nicht als ausschließliche Erklärung dienen kann (siehe unten). Als weitere Gründe müssen ein außergewöhnlich geringer Oxidationsgrad der Schmelze und ein Anreicherungsprozess angesehen werden.

Selbst wenn man berücksichtigt, daß die Beziehung zwischen dem Sauerstoffpartialdruck und den im Gleichgewicht befindlichen Kohlenstoffphasen sehr stark von Druck und Temperatur beeinflußt werden, kann mit Sicherheit ausgesagt werden, daß die Bedingungen für die Bildung so großer Graphitmengen sehr stark reduzierend gewesen sein müssen, stärker reduzierend, als für mafische Vulkanite im allgemeinen angenommen wird (z.B. BVSP 1981, HAGGERTY 1976). Eine

Abschätzung der Prozesse, die im Mafit von Riihilahti abgelaufen sein könnten, ist sehr schwierig, da die Redoxbedingungen beim Aufschmelzungsvorgang im Mantel und danach in der Schmelze sehr stark von Druck und Temperatur beeinflusst werden (BVSP 1981). Welche Mineralreaktionen bzw. Redoxreaktionen in der Schmelze abliefen und den Oxidationsgrad pufferten ist unbekannt. Es kann also nur spekuliert werden, durch welche Redox - Paare (elektrochemische Zellen) die Sauerstoff - Fugazität in Abhängigkeit von Druck und Temperatur und damit der Zustand der Schmelze am besten gekennzeichnet werden könnte. Wie hoch die Sauerstoff - Fugazität zu einem gegebenen Zeitpunkt innerhalb der Schmelze tatsächlich war, wie hoch der Druck, d.h. die Tiefe der Schmelzbildung oder der Magmenkammer war und bei welcher Temperatur die Einstellung eines möglichen Gleichgewichtes erfolgte, kann lediglich dahingehend eingegrenzt werden, daß die Sauerstoff - Fugazität bei dem überwiegenden Teil der Entwicklung dieser Schmelze so gering war, daß sich weder Magnetit bilden konnte (siehe unten), noch der Kohlenstoff vollständig zu CO oder CO₂ oxidiert wurde.

Basaltische Schmelzen entstehen in Tiefen, die in der Regel zwischen 50 und 120 km liegen, für das Archaikum müssen jedoch vermutlich geringere Bildungstiefen angenommen werden (SINHA 1976). In Abhängigkeit vom Krustentyp sind in diesen Tiefen unterschiedlich hohe Temperaturen zu erwarten, die im Präkambrium insgesamt höher gelegen haben müssen als heute (GRAMBLING 1981, GREEN 1975, TURCOTTE 1980, WINDLEY 1977 u.a.), da höhere geothermische Gradienten vorlagen.

Aber nicht nur der geothermische Gradient könnte für die Schmelzbildung bei einer angenommenen Schmelzbildungstemperatur verantwortlich sein, sondern auch Kohlenstoffgehalte im Ausgangsmaterial (FREUND 1981). Die Graphitgehalte im Mafit von Riihilahti entsprechen, wie oben gesagt, einem Anreicherungsfaktor von mindestens 45 gegenüber dem heute im Mantel angenommenen Kohlenstoffgehalt. Da davon ausgegangen werden muß, daß sich die Kohlenstoffgehalte im Mafit von Riihilahti im Verlauf des Aufstieges und nach der Eruption erniedrigt haben (siehe unten und Kap. 15.4.3.11) stellt dieser Anreicherungsfaktor einen Minimalwert dar.

Von praktisch keinem anderen Element im Mafit mit Ausnahme von Kupfer und eventuell Schwefel (für die aber eine Zufuhr nicht ausgeschlossen werden kann) wird jedoch auch nur annähernd ein so hoher

Anreicherungsgrad gegenüber dem rezenten Mantel, wie er von SUN (1982) angenommen wird, erreicht. Diese Tatsache spricht ganz klar für höhere Graphitgehalte im präkambrischen Mantel, was bei einer Temperaturerniedrigung für Schmelzbildungen durch Graphit bedeuten könnte, daß für manche Schmelzen, für deren Bildung sehr hohe Temperaturen vorausgesetzt werden (z.B. KRISHNAMURTHY 1978), eventuell geringere Temperaturen ausreichen und deshalb geringere Bildungstiefen notwendig sind. Daß in solchen Gesteinen keine Graphitgehalte beschrieben wurden, könnte auf einem Übersehen dieser Möglichkeit, den durch nicht erfolgte Anreicherung geringeren Gehalten, einer stärkeren Oxidation vor, während und nach der Eruption und möglicherweise starken Inhomogenitäten des Mantels im Bezug auf Kohlenstoff beruhen. Der Mafit von Riihilahti könnte dann von einer Mantelpartie mit extremen Kohlenstoffgehalten und extremen Reduktionsbedingungen abstammen.

Da der Einfluß des Kohlenstoffes auf die Schmelzbildungstemperatur unklar ist, wenn vorhanden aber aufgrund der hohen Kohlenstoffgehalte für den Mafit von Riihilahti eine sehr wichtige Rolle gespielt haben sollte, ist es sehr schwierig abzuschätzen, bei welchen Temperaturen die Vorgänge in der Schmelze tatsächlich abgelaufen sein können.

Der Einfluß des Druckes auf die meisten Redoxpaare in der Schmelze ist im Vergleich zu Temperaturänderungen relativ gering (BVSP 1981) und soll deshalb vorerst vernachlässigt werden. Schmelzen, die in geringerer Tiefe und damit bei niedrigeren Temperaturen bei gegebenem Sauerstoffangebot gebildet werden, lassen eine Tendenz zu höher oxidierten Phasen erwarten als Schmelzen, die in größerer Tiefe und damit bei höheren Temperaturen gebildet wurden (vergl. Abb. 21.1).

Rezente basaltische Schmelzen sollen zumindest qualitativ den Oxidationsgrad ihrer Herkunftsgebiete widerspiegeln (BVSP 1981). Daß der Erdmantel im rezenten Zustand hochgradig reduziert sein könnte, zeigt sich an den Gehalten von elementarem Kohlenstoff bzw. Kohlenwasserstoffen in ultramafischen Xenolithen aus dem Mantel. Nach BVSP (1981) ist es jedoch als unwahrscheinlich anzusehen, daß Bereiche im Mantel existieren, die einen stärkeren Reduktionsgrad zeigen als es dem Magnetit / Wüstit - Puffer (MW - Puffer) entspricht. Vielmehr sei anzunehmen, daß der Oxidationsgrad zwischen dem Quarz / Magnetit / Fayalit - Puffer (QMF - Puffer) und dem M / W - Puffer anzusiedeln sei (siehe Abb. 21.1). Diese Auffassung wird jedoch nicht von allen Autoren geteilt (z.B. ARCULUS & DELANO 1981 a, b).

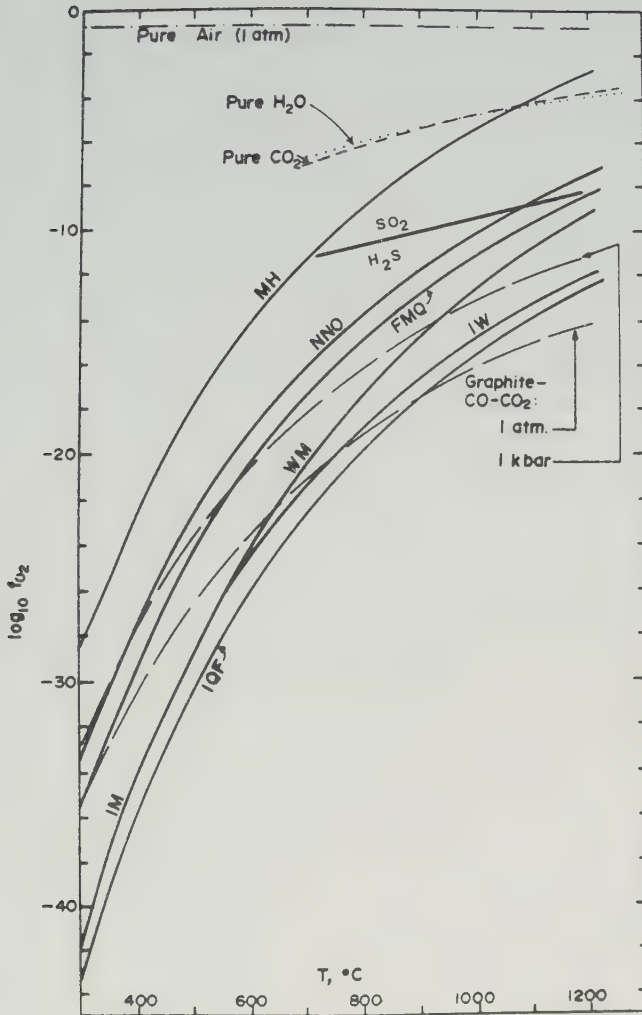


Abbildung 21.1 : Stabilitätsbeziehungen einiger Redoxpaare nach LINDS-LAY (1976); MH = Magnetit - Hämatit; NNO = Nickel - Nickeloxid; FMQ = Fayalit - Magnetit - Quarz; WM = Wüstit - Magnetit; IM = Eisen - Magnetit; IW = Eisen - Wüstit; IQF = Eisen - Quarz - Fayalit.
 SO_2 / H_2S - Linie nach OHMOTO & RYE (1977) (in BARNES (Ed) : Geochemistry of hydrothermal ore deposits, p. 526)

Die Kruste im Präkambrium bzw. Archaikum sollte in geringerem Maße als in jüngeren geologischen Zeiträumen oxidiert gewesen sein, wie sich aus den Graphitgehalten und den $\text{FeO} / \text{Fe}_2\text{O}_3$ - Verhältnissen präkambrischer Sedimente ableiten läßt. Dieser geringe Oxidationsgrad ist die Folge nicht oxidierender Bedingungen in Oberflächenwässern und der Atmosphäre (SCHIDLOWSKI 1976). Eine reduzierte, mafische bis ultramafische Schmelze hätte beim Aufstieg durch eine solche Kruste bzw. bei der Intrusion in eine solche Kruste geringere Möglichkeiten, durch die Assimilation von Sauerstoff oxidiert zu werden, als vergleichbare jüngere bzw. rezente Schmelzen (vergl. OSBORNE 1957). Möglicherweise ist also die Aussage, daß rezente basaltische Schmelzen den Oxidationsgrad ihres Herkunftsgebietes widerspiegeln dahingehend einzuschränken, daß sie durch Aufnahme von Sauerstoff höhere Oxidationsgrade aufweisen könnten, als vergleichbare Gesteine des Präkambriums.

Es ist anzunehmen, daß sich der Oxidationsgrad des Mantels seit dem Präkambrium nicht reduziert hat, sondern vielmehr durch die Plattentektonik eine Kontamination und damit eine Erhöhung in den oberen Bereichen erfahren hat (vergl. auch ARRHENIUS 1981). Die Kohlenstoffgehalte zeigen, daß der Mafit von Riihilahti, bzw. die Schmelze, aus der er durch Differentiation hervorgegangen ist, aus einer Aufschmelzung von Mantelmaterial unter stark reduzierenden Bedingungen abzuleiten ist. Durch den geringen Oxidationsgrad der Kruste ist keine Erhöhung des Sauerstoffangebotes in der Schmelze bei einer schnellen Eruption zu erwarten. Insbesondere bei der intrusiven Fazies könnte ferner der hydrostatische Druck und sein einschränkender Einfluß auf die Entgasung von CO oder CO_2 eine gewisse Rolle für die Bewahrung der hohen Kohlenstoffgehalte gespielt haben (siehe unten).

Wie bereits im Abschnitt über die geochemischen Veränderungen im Verlauf der Umwandlung des Mafits (siehe Kap. 15.4.3.11) gesagt wurde, ergibt die ausgeprägte Korrelation zwischen Gesamteisengehalt und dem Graphitgehalt einen Hinweis darauf, daß zwischen diesen beiden Elementen eine primäre Korrelation im Mafit zum Zeitpunkt der Intrusion bzw. Extrusion bestand. Da Graphit zu dem jetzt nicht sulfidisch gebundenen Eisen (zur Abschätzung dieser Gehalte siehe Kap. 10) eine schlechtere Korrelation von $r = 0.72$ gegenüber einer Korrelation von $r = 0.82$ zu Gesamteisen aufweist (siehe Korrelations - Matrix der intrusiven Fazies im Anhang) legt die Vermutung nahe, daß die Korrelation zu Gesamteisen die ursprüngliche Korrelation dieser beiden Bestandteile

darstellt.

In einem späteren Entwicklungsstadium der Schmelze erfolgte eine Bindung von Schwefel an einen Teil des Eisens in Form von Pyrrhotin. Durch diesen Vorgang wurde die Korrelation des Gesamteisens zu Graphit nicht beeinflusst. Aus der schlechteren Korrelation des nicht sulfidisch gebundenen Eisens läßt sich aber ableiten, daß kein konstanter Anteil des Eisens mit Schwefel reagierte, wohl als Ausdruck von Inhomogenitäten (siehe unten). Daß der Schwefel nicht als FeS zugeführt wurde, ergibt sich aus der Überlegung, daß sich andernfalls für das Gesamteisen eine schlechtere Korrelation zu Kohlenstoff ergeben müßte als für das nicht sulfidisch gebundene Eisen.

Veränderungen im Schwefelgehalt durch Abfuhr bei der Umwandlung des Mafits oder durch Mobilisation während der Metamorphose sollten, da als Hauptsulfidphase FeS angenommen werden kann, auch die Korrelation von Gesamteisen zu Kohlenstoff beeinflussen, nicht aber diejenige zwischen nichtsulfidischem Eisen und Kohlenstoff. Hätten solche Veränderungen einen großen prozentualen Einfluß und wäre nicht auch der Graphit einer Abfuhr bei der Umwandlung unterworfen, bliebe die Korrelation zwischen Kohlenstoff und dem nicht sulfidisch gebundenen Eisen weitgehend konstant, die Korrelation von Kohlenstoff zu Gesamteisen würde sich aber verschlechtern.

Eine solche Interpretation setzt voraus, daß sowohl Eisen als auch Kohlenstoff im Mafit angereichert waren, bzw. daß der Mafit das stark differenzierte Glied einer Entwicklungsreihe darstellt, in der die Sauerstoff - Aktivität so gering war, daß Kohlenstoff in seiner elementaren Form in der Schmelze stabil bleiben konnte und daß Eisen nicht zu Magnetit oxidiert werden konnte, da dies zu einer gravitativen Differenziation von Magnetit hätte führen müssen und somit zu einer Verringerung der Eisengehalte (z.B. MIYASHIRO 1974).

Daß sich kein Magnetit gebildet haben sollte, zeigt sich aus der Abbildung 20.1, in der die Stabilitätsgrenzen für Kohlenstoff in Abhängigkeit von der Temperatur und der Sauerstoff - Fugazität eingetragen sind. Für die Bildung von Magnetit wurde angenommen, daß das Redox - Paar Magnetit / Wüstit die minimalen Sauerstoff - Fugazitäten für die Bildung von Magnetit auch in einer Silikatschmelze angibt.

Es ist offensichtlich, daß Graphit nur dann stabil bleiben konnte, wenn das Sauerstoffangebot auch für die Bildung von Magnetit bei magmatischen Temperaturen nicht ausreichte. Die Bildung des reichlich vor-

handenen Titanomagnetits muß deshalb als eine Reaktion angesehen werden, die zeitlich nach der Intrusion bzw. Extrusion anzusiedeln ist und vermutlich während der Regionalmetamorphose ablief.

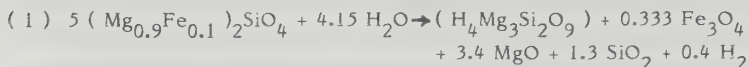
Der von MATHEZ & DELANEY (1981) vorgeschlagene Bildungsmechanismus für die Entstehung von Graphit aus CO an Oxid- und Sulfidoberflächen könnte im Mafit von Riihilahti nur dann von Bedeutung gewesen sein, wenn die katalysierende Wirkung des Eisens in einem solchen Prozess auch in Ilmenit erhalten bliebe, da Ilmenit bei den abgeschätzten Sauerstoff - Partialdrucken als einzige oxidische Eisenphase stabil ist (FROESE 1977, TAYLOR et al 1972). Ferner muß angenommen werden, daß bereits eine Anreicherung von Kohlenstoff erfolgt war, bevor es zur Bildung von Sulfiden oder metallischem Eisen kam, die als Katalysatoren hätten dienen können (siehe unten).

21.3. Die mögliche Bildung von Graphit nach der Platznahme

Eine zumindest theoretisch mögliche Deutung der Graphitgehalte (neben der Interpretation als primärer Bestandteil der Schmelze) besteht in der Bildung des Graphits nach der Platznahme durch die Reduktion von CO_2 durch Fe^{2+} (vergl. BAUR 1978) oder mit naszierendem Wasserstoff. Letzterer Bildungsmechanismus wird in vielen Fällen für die Graphitgehalte in Serpentiniten verantwortlich gemacht, wo infolge der Oxidation des im Olivin befindlichen zweiwertigen Eisens durch Wasser naszierender Wasserstoff entstehen kann.

Ein solcher Mechanismus ist aufgrund der hohen Gehalte an zweiwertigem Eisen im Mafit von Riihilahti durchaus möglich. Ebenfalls unter der Annahme einer Eisenanreicherung bei der Differentiation könnten Silikate, die im Gleichgewicht mit der eisenreichen Schmelze stehen, erhöhte Eisengehalte in ihr Mineralgitter aufnehmen (z.B. LONGHI et al 1978, ROEDER & EMSLIE 1970). Bei der Umwandlung dieser Minerale könnten dann Reaktionen abgelaufen sein, wie sie z.B. von RAMDOHR (1967) und THAYER (1966) formuliert wurden. Ausgehend von deren Gleichungen läßt sich nachrechnen, wie hoch der Anteil eines Mineralen wie z.B. Olivin oder Enstatit bei einem vorgegebenen Eisengehalt gewesen sein müßte, um z.B. 1.2 Gew. - % Graphit zu erzeugen (der Durchschnittsgehalt der MIF beträgt 1.36 Gew. - %).

Nimmt man für die Berechnungen einen Olivin mit einem Fayalit-anteil von 10 % an, wären gemäß Gleichung (1) sehr hohe Olivingehalte im nicht umgewandelten Gestein nötig.

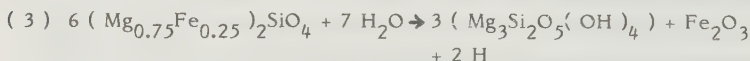


Geht man von 100 gr Gestein aus, so sind bei 1.2 Gew. - % 1.2 gr Kohlenstoff enthalten (= 0.1 Grammatom = 0.1 GA). Um 0.1 GA Graphit zu erzeugen (aus CO_2), benötigt man 0.4 GA Wasserstoff (gemäß Gleichung 2).



Legt man Gleichung (1) zugrunde, ergäbe sich ein Bedarf von 2.5 Molen Olivin der obigen Zusammensetzung. Diese 2.5 Mole entsprächen jedoch einem Gewicht von ca. 368 gr (pro 100 gr Gestein !), d.h. es müßten über 70 % der Gesamtmasse des Mafits bei der Umwandlung verloren gegangen sein. Auch aus der Umwandlung von Enstatit (mit 10 % Fe für Mg) ließe sich durch die Bildung von Magnetit naszierender Wasserstoff bilden. Dafür wären aber, in Anlehnung an THAYER (1966) 7 Mole Enstatit notwendig (ca 700 gr), um 1.2 gr Graphit pro 100 gr heute vorliegendes Gestein zu erzeugen.

Etwas besser stellt sich diese theoretische Möglichkeit dar, wenn man einen Olivin mit höheren Eisengehalten als Ausgangsprodukt annimmt. Folgt man Gleichung (3) (RAMDOHR 1967), so wären bei einem Fayalitanteil von 25 % noch 1.2 Mole Olivin mit einem Gewicht von ca. 187 gr nötig.



Betrachtet man dieses Problem unabhängig von möglichen Mineralen, und nimmt man ferner an, daß alles im Gestein vorhandene Eisen für die Reaktion zur Verfügung stehen würde, wäre es dagegen rechnerisch möglich, allen Graphit auf diese Art zu erzeugen. Der Mafit enthält im Durchschnitt ca. 25 Gew. - % Fe_2O_3 . Geht man davon aus, daß alles Eisen in zweiwertiger Form vorlag und vollständig mit Wasser gemäß (bzw. in Analogie zu) den Gleichungen (1) und (3) unter Bildung von naszierendem Wasserstoff reagierte, könnten auf diese Weise 0.85 GA Wasserstoff erzeugt werden, ausreichend für die Bildung von ca. 2.5 Gew. - % Graphit im jetzt vorliegenden Gestein.

Auf diesen Überlegungen aufbauend wäre auch die gute Korrelation zwischen Graphit und Eisen interpretierbar. Beide Elemente zeigen innerhalb von Teilprofilen ein Absinken der Gehalte von der Mitte der Mafitkörper zum Rand (siehe Kap. 15.4 und 15.5).

Falls sich Graphit tatsächlich aufgrund der Oxidation des Eisens (unabhängig von den abgelaufenen Reaktionen) gebildet hätte, wäre es völlig klar, daß ein nahezu linearer Zusammenhang zwischen Eisengehalt und Graphit entstehen muß. Es wäre aber damit zu rechnen, daß die Graphitgehalte eine positive Korrelation zum Umwandlungsgrad zeigen würden, da im umgewandelten bzw. in Umwandlung begriffenen Teil des Körpers die Permeabilität für CO_2 deutlich höher sein müßte als im zentralen Teil, wo mit weniger Rissen und Klüften zu rechnen ist. Da außerdem im Randbereich verstärkt eine Oxidation des Eisens erfolgt sein müßte, sollten sich dort die höheren Graphitgehalte finden.

Gegen den Bildungsmechanismus der Eisenoxidation sprechen noch einige weitere Beobachtungen und Überlegungen.

So erscheint es unwahrscheinlich, daß bei der möglichen Oxidation des Mafits innerhalb der Körper ein so hohes Angebot an CO_2 zur Verfügung stand, und daß dieses Angebot in allen Teilen des Körpers gleichmäßig so hoch war, daß (unter Annahme der Reaktionen mit Bildung von Wasserstoff) ca. 50 % des maximal möglichen Graphits erzeugt wurden. So sollte z.B. damit gerechnet werden, daß zumindest ein Teil des naszierenden Wasserstoffs mit den reichlich vorhandenen Sulfiden reagieren würde und diese zu Metallen bzw. intermetallischen Phasen reduziert (z.B. CHAMBERLAIN 1967).

Auch der Verteilungstyp der Kohlenstoffgehalte spricht für einen primären, d.h. magmatischen Bestandteil, da Graphit ebenso wie Aluminium, Eisen, Magnesium und Zirkonium eine Normalverteilung mit negativer Schiefe aufweist, was als Ausdruck einer Anreicherung bei der Umwandlung angesehen wird (siehe Kap. 17).

Ein sehr wesentliches Argument gegen die Entstehung des Graphits bei der oxidativen Verwitterung und für eine primäre magmatische Entstehung ist die Ausbildung von fast monomineralischen Graphitnestern mit Größen bis ca. 1 cm.

Aus den oben ausgeführten Überlegungen läßt sich zusammenfassend sagen, daß eine Bildung von Graphit durch die Oxidation von zweiwertigem Eisen auch im Mafit von Riihilahti zwar durchaus möglich ist, daß aber mit diesem Bildungsmechanismus weder Ausbildung und Vertei-

lung in den Körpern, noch der durchschnittliche Gehalt schlüssig erklärbar sind. Es wird deshalb der Vorstellung einer magmatischen Entstehung des Graphits den Vorzug gegeben.

21.4. Die Sulfidgehalte und die Gehalte an Erzmعادallen

Die Oxidationsbedingungen in der mafischen Schmelze waren ebenfalls günstig für die Bildung von Sulfiden (vergl. Abb. 21.1).

Die Bildung des Sulfidanteiles im Mafit wird zumindest z.T. als eine Folge der Differentiation angesehen. Die Kristallisation mafischer Minerale in der silikatischen Schmelze unter reduzierenden Bedingungen bewirkt neben dem Anstieg der Gehalte an Eisen und Kohlenstoff auch eine Anreicherung des nicht in die Fröhkristallisate eingebauten Schwefels.

Für die Bildung einer entmischten Sulfidschmelze sind mehrere, z.T. parallel nebeneinander ablaufende Prozesse verantwortlich. Zum einen nimmt die Löslichkeit einer Silikatschmelze für Schwefel mit sinkenden Temperaturen (und Drucken ?) ab (AL' MUKHAMEDOV 1974, AL' MUKHAMEDOV et al 1974, HAUGHTON et al 1974, MYSEN & POPP 1980), zum anderen bewirken Veränderungen im Chemismus der Schmelze auch eine Änderung der Löslichkeit für Schwefel.

Sollte es in der Differentiationsgeschichte des Mafits eine Phase gegeben haben, in der ein Anstieg von SiO_2 erfolgte, könnte auch dies für die Entmischung von Sulfiden verantwortlich sein (IRVINE 1975). Es ist jedoch fraglich, ob ein solcher Zustand mit höheren prozentualen Anteilen von SiO_2 jemals erreicht werden konnte. Es ist eher anzunehmen, daß durch die Anreicherung von Eisen in der Schmelze der relative Anteil an Silikaten und damit an SiO_2 immer weiter abnahm (siehe unten). Das zeigt sich auch in dem sehr niedrigen durchschnittlichen Gehalt von ca. 32 Gew. - % SiO_2 in den Proben der intrusiven Fazies.

Viel wahrscheinlicher ist, daß sich durch die Differentiation die Aktivität von Eisen steigerte (RAJAMANI & NALDRETT 1978, ROEDER 1974), bei gleichzeitiger Anreicherung von Kohlenstoff, d.h. bei sehr geringen Sauerstoff - Fugazitäten. In geringerem Maße (da absolut gesehen in geringeren Konzentrationen in der Schmelze enthalten) steigerte sich durch die Kristallisation von Silikaten gleichzeitig auch die

Schwefel - Aktivität, bis in Abhängigkeit von den physiko - chemischen Bedingungen, wie Sauerstoff - Fugazität, Druck und Temperatur in der Schmelze und deren chemischer Zusammensetzung, der Punkt erreicht wurde, in dem sich aufgrund der Schwefelgehalte eine sulfidische Teilschmelze abscheiden mußte (z.B. SHIMA & NALDRETT 1975) (siehe unten). An den sich absondernden Sulfidpartikeln waren auch Kupfer, Nickel, Kobalt und Zink beteiligt (MACLEAN & SHIMAZAKI 1976). Grundvoraussetzung dieser Überlegungen ist, daß tatsächlich eine Differentiation stattgefunden hat.

Um mögliche Beweise dieser Differentiation zu finden, wäre es wichtig, den Chemismus des Mafites mit weiteren Gliedern der gleichen vulkanischen Entwicklung zu vergleichen. Leider ist ein solcher Vergleich nicht möglich, da die untersuchten Proben alle aus einem eng umgrenzten Gebiet stammen, alle nahezu das gleiche Alter aufweisen, altersmäßig mit Sicherheit verschiedene Vulkanite des gleichen Stamm - Magmas auch in der weiteren Umgebung fehlen und alle kleinen Teilkörper in unterschiedlichem Maße umgewandelt sind (siehe oben). Diese Umwandlungen waren z.T. so tiefgreifend, daß nicht sichergestellt ist, daß z.B. Unterschiede im Differentiationsindex nicht nur das Produkt dieser Umwandlungen wären (siehe Kap. 15.5).

Daß im Mafit so hohe Kohlenstoffgehalte vorliegen, ist nicht nur ein Zeichen dafür, daß sich der Oxidationszustand während der Entwicklung des Magmas nicht wesentlich erhöht hat, sondern ein starker Hinweis auf eine Differentiation.

Ein Hinweis auf den Grad der Differentiation können die Verhältnisse von Nickel zu Kupfer, Kobalt und Zink geben, da eine starke Differentiation von Olivin oder Pyroxen vor der Entmischung einer Sulfidphase (FLEET et al 1981, MACLEAN & SHIMAZAKI 1976) aufgrund der hohen Verteilungskoeffizienten dieser Minerale für Nickel gegenüber der Schmelze (ARNDT 1977, FLEET et al 1981, HART & DAVIS 1978, LEE-MAN & LINDSTROM 1978, LINDSTROM & WEILL 1978, MYSEN 1976, MYSEN & KUSHIRO 1978, 1979 u.a.) ein Absinken der Nickelgehalte in der Restschmelze bewirkt und somit die Gehalte von Co, Cu und Zn aufgrund deren niedrigeren Verteilungskoeffizienten (z.B. DUKE 1976, LEEMAN & SCHEIDEGGER 1977, MÄKIPÄÄ 1980, SEWARD 1969) relativ zu Nickel ansteigen.

Nach der Berechnung von KOGARKO (1973) wäre für Teilschmelzen des Mantels je nach Aufschmelzungsgrad und Bildungstiefe ein Ni /

Co - Verhältnis von mindestens 3.4 zu erwarten, ausgehend von einem Ni / Co - Verhältnis von 15 im Erdmantel. Nach SUN (1982) ist jedoch eher ein Verhältnis von ca. 18 zu erwarten, d.h. die Verhältnisse in den resultierenden Schmelzen sollten eher höher sein. Selbst wenn man davon ausgeht, daß für diese Berechnungen der Einfluß der chemischen Zusammensetzung der Schmelze und damit des Aufschmelzungsgrades auf den Verteilungskoeffizienten von Nickel und Kobalt nicht berücksichtigt wurde, läßt sich trotzdem aus dem Vergleich mit dem Ni / Co - Verhältnis von 0.73 im Durchschnitt der intrusiven Fazies (B 7335: 0.36 !) ableiten, daß diese Verhältnisse offensichtlich zugunsten des Kobalts verschoben sind. Möglich wäre eine solche Verschiebung durch eine Verarmung an Nickel infolge einer hochgradigen Differentiation.

Analoges wie für Co gilt wohl auch für Cu und Zn, deren Verhalten bei der Differentiation mafischer Minerale jedoch nicht in vergleichbarem Maße untersucht wurde wie für Ni und Co. Beobachtungen an natürlichen Vorkommen (z.B. CANN & HEATH 1976) sind aufgrund der hohen Affinität des Kupfers zu Schwefel nur schwer allgemein interpretierbar und auf den Mafit anwendbar. Da die Verteilungskoeffizienten zwischen Residuum und Schmelze beim Aufschmelzungsvorgang im Vergleich zu Nickel als sehr klein angenommen werden (vergl. SUN 1982), ist zu erwarten, daß auch bei einer Fraktionierung die Verteilungskoeffizienten deutlich kleiner sind als die von Nickel. Diese Anreicherung konnte für Zn im Zusammenhang mit der Eisenanreicherung in differenzierten tholeiitischen Magmen nachgewiesen werden (WOLFE 1975) und wurde auch von Ozeanboden - Basalten (CANN & HEATH 1976, LE ROEX et al 1982) beschrieben.

NALDRETT & CABRI (1976) benutzten das Verhältnis von Cu / (Cu + Ni), um den Grad der Olivin - Fraktionierung in mafischen Gesteinen zu kennzeichnen. Im Vergleich zu ihren Angaben spricht das Verhältnis von 0.87 im intrusiven Mafit von Riihlahti (B 7335: 0.89) für eine ausgeprägte Olivin - Differentiation in einem tholeiitischen Magma.

Die Untersuchungen von RAJAMANI & NALDRETT (1978) und ihre Abschätzung eines Cu / (Cu + Ni) - Verhältnisses in Erzen, die sich im Gleichgewicht mit einem differenzierenden Komatiiten befinden, scheinen diese Aussage auf den ersten Blick einzuschränken. Der im Vergleich mit ihren Daten für ca. 13 Gew. - % MgO viel zu hohe Quotient läßt vermuten, daß zwar die Abfuhr von Ni durch eine Olivin - Differentiation und damit verbundenen relativen Anreicherung von Cu

eine wesentliche Rolle gespielt haben könnte, daß aber andererseits eventuell eine Mischung von hochdifferenziertem Magma, d.h. eine im Vergleich zu Ni sehr Cu - reiche Restschmelze mit einer weniger stark differenzierten Schmelze mit hohem Magnesiumgehalt (und Ni - Gehalt) stattfand, oder aber, daß Cu assimiliert wurde. Nimmt man ein komatitisches Ausgangsmagma an, kann also kein Gleichgewicht zwischen Schmelze und Sulfidphase bestanden haben (ausgehend von der Überlegung, daß im Mafit die Verhältnisse des Gesamtgesteins denen in einer separierenden Sulfidschmelze recht nahe kommen).

Diese Überlegungen lassen sich natürlich nur auf den Mafit von Riihilahti anwenden, wenn man voraussetzt, daß keine hydrothermale Zufuhr von Cu, Co und Zn nach der Platznahme des Mafits erfolgte und während der Metamorphose keine wesentliche Umlagerung der Elementgehalte stattfand. Für die extrusive und karbonatische Fazies muß dies wie im Kapitel 18 angeführt, mit hoher Wahrscheinlichkeit angenommen werden. Auch in der intrusiven Fazies sind Mobilisationen und Umlagerungen wahrscheinlich.

Sie bestanden jedoch im wesentlichen aus einer Abfuhr aller in Frage kommenden Elemente (vergl. Kap. 15.4, 15.5) und hatte so vermutlich keinen wesentlichen Einfluß auf deren Verhältnisse, bzw. die Interpretierbarkeit dieser Verhältnisse.

Aufgrund der Elementverhältnisse und Absolutgehalte von Co, Cu, Ni und Zn ist keine Aussage über mögliche Aufschmelzungsgrade bzw. Bildungstiefen vertretbar. Diese Elemente werden in relativ konstanten Konzentrationen im Mantel vermutet (auch Ni; vergl. GILL 1977, SUN 1982), ihre Verteilungskoeffizienten zwischen Restit und Schmelze zeigen jedoch sehr große Unterschiede. Zudem spielt zumindest für Nickel der Chemismus der Schmelze und somit der Aufschmelzungsgrad eine große Rolle für den Verteilungskoeffizienten (z.B. FLEET et al 1981), sodaß der tatsächliche Aufschmelzungsgrad einen deutlichen Einfluß nicht nur auf die Absolutgehalte, sondern auch auf die Elementverhältnisse hat. Um die Verhältnisse von Ni zu den anderen Elementen für die Abschätzung des Aufschmelzungsgrades verwenden zu können, wäre eine zwingende Voraussetzung, daß weder eine Differentiation mafischer Minerale, noch die Separation einer sulfidischen Teilschmelze, noch eine Assimilation von Nebengesteinskomponenten zu irgendeinem Zeitpunkt der petrologischen Entwicklung erfolgt wäre. Alle drei Prozesse liefen jedoch vermutlich im Mafit von Riihilahti ab (siehe unten).

Betrachtet man sich die Korrelationsmatrix der intrusiven Fazies (siehe Tab. A 3 im Anhang) für die Elemente Fe, S, Cu, Ni, Zn, Co und C, um eine mögliche Beziehung der einzelnen Elemente untereinander und damit vielleicht auch indirekt die genetischen Beziehungen, d.h. die gleichzeitige bzw. gleichsinnige Beteiligung einzelner Elemente an irgendwelchen Vorgängen im Magma erkennen zu können, dann fällt, wie bereits an anderer Stelle gesagt, die sehr gute Korrelation von Kohlenstoff zu Gesamteisen auf, die sich gegenüber dem oxidisch gebundenen Teil des Eisens (FeOx) (zur Abschätzung dieser Gehalte siehe Kap. 10) etwas verschlechtert und aus der geschlossen wird, daß die Gesamteisen - Anreicherung mit Kohlenstoff vor einer Segregation des Schwefels stattfand.

Auffallend ist die positive Korrelation von $r = 0.60$ zwischen Nickel und Gesamteisen bzw. von $r = 0.64$ für FeOx . Nickel zeigt außerdem einen Korrelationskoeffizienten von 0.73 zu Kohlenstoff, sodaß angenommen werden muß, daß im Verlauf der Entwicklung der Schmelze Ni zusammen mit Fe und C in einer nicht sulfidischen Phase angereichert wurde. Aus der leicht negativen Korrelation zum sulfidisch gebundenen Eisen (FeSul) könnte man vermuten, daß der Anteil des Nickels an der Abtrennung einer sulfidischen Schmelze relativ gering war, was sich auch in einer negativen Korrelation von $r = - 0.51$ gegenüber Cu andeutet, wo mit Sicherheit eine sehr hohe Beteiligung an der Sulfidschmelze vorausgesetzt werden kann (siehe unten).

Der oxidisch gebundene Teil des Eisens zeigt erwartungsgemäß gegenüber den vorwiegend in Sulfiden gebundenen Elementen Cu, Co und S negative Korrelationen. Die positive Korrelation zu Ni bedeutet, wie bereits gesagt, daß sehr wahrscheinlich Ni in irgendeiner eisenreichen Phase gebunden war, die entweder Kohlenstoff enthielt (z.B. als Fe - Ni - Schmelze mit gelöstem Kohlenstoff) oder aber zumindest neben Kohlenstoff stabil war (z.B. als Ni - Fe - Legierung oder intermetallische Phase), die es dem Nickel aber nicht erlaubte, trotz hoher Affinität zu Schwefel (vergl. FLEET et al 1981, MACLEAN & SHIMAZAKI 1976), sich in größerem Umfang an der Sulfidphase zu beteiligen.

Zu erklären wäre dies durch einen sehr hohen Verteilungskoeffizienten von Nickel gegenüber einer metallischen Eisenphase für das System mit metallischem Eisen, Sulfidschmelze (deren Anteil sich eventuell erst nach der Bindung von Nickel an Eisen entmischt) und silikatischer Schmelze. Einerseits sollte dieser Verteilungskoeffizient von den

Werten für Kobalt und auch für Kupfer nicht um mehrere Größenordnungen verschieden sein, wie es auch für die Verteilungskoeffizienten zwischen metallischem Eisen und silikatischer Schmelze gilt (RINGWOOD & KESSON 1976). Andererseits sollten Kupfer und möglicherweise auch Kobalt in einem solchen System eine höhere Affinität zu Schwefel haben als zur Metallphase (vergl. GOLDSCHMIDT 1923) und im Bezug auf Nickel gewissermaßen eine Umkehrung der Affinitäten, wie sie in einem reinen Silikatschmelze - Sulfidschmelze - System bestehen, eintreten (MACLEAN & SHIMAZAKI 1976), eventuell bedingt durch die hohen MgO - Gehalte (RAJAMANI & NALDRETT 1978). Da Eisen bei hohen Temperaturen eine im Vergleich zu Kupfer geringere Affinität zu Schwefel zeigt (ARCULUS & DELANO 1981 b) und in silikatischen Schmelzen im Vergleich zu Kupfer und Kobalt (MACLEAN & SHIMAZAKI 1976), könnte Kupfer (und eventuell auch Kobalt) bevorzugt als Sulfide gebunden werden, bevor größere Mengen des (metallischen) Eisens ebenfalls mit Schwefel reagieren würde, d.h. ein hoher Anteil des insgesamt vorhandenen metallischen Eisens könnte bei der Entmischung einer Sulfidschmelze in der Silikatschmelze neben einer Cu - Co - (Fe) - (Ni) - S - Schmelze stabil sein.

Eine direkte Bestätigung dieser Möglichkeit erfährt diese Vermutung durch die Beschreibung der Experimente von MACLEAN & SHIMAZAKI (1976), die ihre Experimente unter Bedingungen durchführten, bei denen auch metallisches Eisen neben der Sulfid- und Silikat - Schmelze stabil blieb. Durch die Anwesenheit von metallischem Eisen werden zwar die Verteilungskoeffizienten zwischen Sulfid- und Silikatschmelze vermutlich weniger stark beeinflusst als durch die Anwesenheit anderer Elemente, aber die Gehalte, die als Sulfid gebunden werden können, werden für die einzelnen Übergangselemente unterschiedlich stark, aber in hohem Maße, reduziert. Dieser Vorgang bewirkt dann Veränderungen in den Beziehungen der einzelnen Elemente zueinander, wie sie im Mafit von Riihilahti nachgewiesen werden können.

Da bei Kobalt anders als bei Nickel eine fast ausschließliche Bindung an die Sulfidphase nachzuweisen ist, muß deshalb eine höhere Affinität des Kobalts zur Sulfidschmelze als zu metallischem Eisen gegenüber der Silikatschmelze angenommen werden, da andernfalls die Korrelation von Kobalt zu Schwefel ($r = 0.84$) und Kobalt zu Eisen ($r = 0.07$), Kohlenstoff ($r = -0.02$) und Nickel ($r = -0.13$) nicht erklärlich sind. Deshalb könnte ein Teil des Kobalts mit metallischem Eisen reagieren,

während ein anderer, eventuell größerer Teil des Kobalts durch eine gleichzeitig entmischende Sulfidschmelze gebunden werden könnte. Setzt man voraus, daß metallisches Eisen in höherem Maße als das in der Silikatschmelze vorhandene oxidische Eisen mit Schwefel reagieren würde, um das Gleichgewicht zwischen den Eisengehalten in der Sulfidschmelze und in der Silikatschmelze einzustellen, würde nach dieser Sulfidisierung von metallischem Eisen vermutlich ein sehr hoher Prozentsatz des Kobalts sulfidisch gebunden vorliegen. Aufgrund der, im Vergleich zu Nickel, geringeren Beteiligung an der metallischen Eisenphase ergibt sich dann keine Korrelation zu Eisen oder Kohlenstoff.

Leider fehlen ausführliche experimentelle Daten für das oben genannte komplexe System und das Verhalten der Elemente Ni, Cu und Co in Abhängigkeit der physiko - chemischen Bedingungen wie Sauerstoff - Partialdruck, Schwefelaktivität, Temperatur, Gesamtdruck, Chemismus der Silikatschmelze usw., sodaß nur Spekulationen möglich sind.

Nimmt man jedoch an, daß das Verhalten von Kupfer und Kobalt dem des Nickels in hohem Maße vergleichbar sein sollte, ergibt sich zwangsläufig als Schlußfolgerung aus der Interpretation der Korrelationsmatrix (bzw. einer die gleichen Elementbeziehungen aufzeigenden Faktorenanalyse), daß die Kupfer- und Kobaltgehalte zum Zeitpunkt der Bildung einer metallischen Eisenphase niedrig im Vergleich zu Nickel gewesen sein müssen und erst in einer späten Phase dem Mafit (möglicherweise schon als Sulfide) zugeführt wurden. Die hohe Korrelation mit $r = > 0.99$ zwischen Schwefel und sulfidisch gebundenem Eisen ist der Ausdruck des hohen Anteils von Eisensulfid (Pyrrhotin) an den Sulfidphasen.

Daß die Korrelation zwischen Kupfer und FeSul mit $r = 0.70$ nicht höher ist, könnte die Ursache einer in Bezug auf Eisen (und Kupfer) inhomogenen Schmelze sein, die auch zu einem nicht konstanten Anteil an sulfidisch gebundenem Eisen führte (siehe unten). Bei den vergleichsweise niedrigen Gehalten von Kupfer könnte eine Inhomogenität von Kupfer alleine keine so große Auswirkung haben. Kupfer besitzt einen deutlich höheren Verteilungskoeffizienten Sulfid / Silikatschmelze als Eisen (MACLEAN & SHIMAZAKI 1976). Nimmt man an, daß die Permeabilität der Schmelze für Schwefel so hoch ist, daß nur die Verteilung der Metalle die Bildung von Sulfiden beeinflusst, dann bewirkt eine inhomogene Verteilung von Eisen (bei gegebenen Verteilungskoeffizienten von Kupfer und Eisen für die Sulfidschmelze), daß zwar stets ein dem Ge-

halt in der Schmelze entsprechender, weitgehend konstanter Anteil von Kupfer als Sulfid gebunden wird, daß die Menge des sulfidisch gebundenen Eisens aber trotz kleinerem Verteilungskoeffizienten höher liegt und Schwankungen der Eisengehalte deshalb stärker in das Verhältnis zu Kupfer eingehen. Ob die Schwankungen der Eisengehalte im Mafit dafür ausreichen ist unklar, obwohl in der intrusiven Fazies die Schwankungen der heute vorliegenden Eisengehalte recht hoch sind ($V = 18.5\%$). Aufgrund der Umwandlungsvorgänge sind Unterschiede in den Elementgehalten die auf primäre, d.h. magmatische Inhomogenitäten zurückzuführen sind, nicht mehr rekonstruierbar.

Möglich erscheint deshalb auch eine Erklärung der vergleichsweise geringen Korrelation durch eine zweistufige Entwicklung der Kupfergehalte im Mafit. Sie bestünde zunächst in einer relativen Anreicherung in der Schmelze (siehe oben) die bewirkte, daß ein sehr hoher Anteil der Kupfergehalte in die Sulfidphase ging, wie sich aus der negativen Korrelation mit $r = -0.69$ zwischen Cu und FeOx ergibt. Es muß wohl angenommen werden, daß dieser Vorgang zeitgleich mit einer Bindung des Eisens und Nickels an Schwefel ablief, durch die jedoch die Beziehung zwischen Nickel und Eisen nicht verändert wurde. Zu einem späteren Zeitpunkt der Entwicklung, möglicherweise beim Aufstieg der Schmelze durch den obersten Mantel und durch die Kruste, könnte eine Assimilation von Kupfer, möglicherweise als Sulfid, stattgefunden haben, die in einer Verschlechterung der Korrelation zwischen FeSul und Kupfer ihren Ausdruck findet. Leider besteht wohl keine Möglichkeit, eine solche Assimilation mit Hilfe von Schwefelisotopen - Untersuchungen nachzuweisen, da damit gerechnet werden muß, daß zu diesem Zeitpunkt der Erdentwicklung die Schwefelisotopen - Zusammensetzung auch in weiten Teilen der Kruste im Mittel der Mantelzusammensetzung entsprach (vergl. BVSP 1981, CAMERON & GARRELS 1980).

Daß FeSul mit Kobalt einen sehr hohen Korrelationskoeffizienten von 0.75 und Schwefel mit Kobalt von 0.76 aufweist, zeigt, daß Kobalt in fast ausschließlicher Form an Sulfide gebunden ist. Dieser hohe Anteil ist verwunderlich, da der Verteilungskoeffizient von Kobalt zwischen Sulfid- und Silikatschmelze im Vergleich zu Kupfer deutlich niedriger liegt (MACLEAN & SHIMAZAKI 1976, RAJAMANI & NALDRETT 1978) und (eine metallische Eisenphase vorausgesetzt) ein größerer Verteilungskoeffizient für Co als für Cu gegenüber dieser metallischen Phase erwartet werden sollte (GOLDSCHMIDT 1923). Wenn dieser Koeffizient hoch

wäre, sollte sich eine positive Korrelation zu den Eisengehalten ergeben, es sei denn, die Kobaltgehalte seien sehr gering gewesen und erst zu einem späteren Zeitpunkt in der Schmelze erhöht worden. Die zu beobachtenden Korrelationen betragen gegenüber Gesamteisen $r = 0.07$ und $r = -0.43$ gegenüber FeOx.

Akzeptiert man die oben diskutierte Möglichkeit einer teilweisen Bindung des Kobalts an das metallische Eisen mit anschließender Sulfidierung nicht, muß eine Assimilation als wahrscheinlich angenommen werden. Geht man von einer Co - Cu - Assimilation aus, erklärt dies den relativ geringen Korrelationskoeffizienten von 0.55 zwischen Co und Cu, der bei gleichzeitiger Anreicherung im Verlauf der Differentiation eventuell besser sein könnte. Die Korrelation zwischen Kobalt und Eisen würde dann ebenfalls für eine Zufuhr (Assimilation) von Kobalt zusammen mit Kupfer sprechen. Die hohe Korrelation zu FeSul wäre dann so zu erklären, daß sich aufgrund der fast ausschließlichen Bindung an Schwefel und der hochsignifikanten Korrelation zwischen Schwefel und FeSul automatisch auch eine gute Korrelation zwischen Kobalt und FeSul ergibt.

Der hohe Korrelationskoeffizient von 0.73 zwischen Kupfer und Schwefel spricht für einen hohen Bindungsgrad des Kupfers an die Sulfidphase, wobei hier der oben diskutierte Einfluß des Eisens möglicherweise zum Tragen kommt und dafür verantwortlich zu machen ist, daß diese Korrelation nicht noch ausgeprägter ist.

Aufgrund der hohen Beteiligung des Kupfers an der Sulfidphase und der hohen Beteiligung von Nickel an einer nicht mit der Sulfidentmischung im Zusammenhang stehenden Entwicklungsphase des Mafits erklärt sich die negative Korrelation ($r = -0.51$) zwischen Kupfer und Nickel. Die Korrelation zwischen Kupfer und Kobalt mit $r = 0.55$ ist vermutlich deshalb nicht besser, weil eine zweiphasige Anreicherung der beiden Elemente erfolgt sein könnte. Sollte aber Kobalt an einer metallischen Eisenphase beteiligt gewesen sein und erst danach durch eine Sulfidisierung des metallischen Eisens eine Bindung an Schwefel erfolgt sein, könnte auch hier der Einfluß einer inhomogenen Verteilung des Eisens eine Rolle spielen.

Kupfer, Kobalt und Eisen wurden bei der Umwandlung des Mafits abgeführt und umgelagert. Da aber z.B. im Profil B 7330 ff Kupfer und Kobalt in vergleichbarem Maße Veränderungen unterworfen wurden, kann ausgeschlossen werden, daß die nur schwach ausgebildeten Korrelationsbe-

ziehungen dieser Elemente auf Umwandlungseffekte zurückzuführen sind.

Auffallend ist, daß Zink weder mit Schwefel (und damit auch zu Kupfer, Kobalt und FeS), noch mit FeO (und damit zu Kohlenstoff und Nickel) eine klare Korrelation zeigt. Daß zwischen dem inkompatiblen Phosphor und Zink eine Korrelationsbeziehung existiert ($r = 0.44$) und eine Faktorenanalyse die Zusammengehörigkeit dieser beiden Elemente bestätigt, spricht ebenso für eine Anreicherung im Verlaufe der Differentiation (und damit der Eisenanreicherung) wie die Tatsache, daß zwischen Eisen und Zink keine negative Korrelation vorliegt. Diese Anreicherung folgte aber offensichtlich keinen strengen Gesetzmäßigkeiten. Ob Zink bei einer möglichen Assimilation aufgenommen wurde läßt sich nicht ableiten, kann aber auch nicht ausgeschlossen werden. Die nicht vorhandene Korrelation zu Schwefel ($r = 0.07$) ist durch den geringen Verteilungskoeffizienten von Zink für entmischte Sulfidschmelzen (MACLEAN & SHIMAZAKI 1976, SHIMAZAKI & MACLEAN 1976) erklärbar, wenn man eine geringe Sauerstoff - Fugazität annimmt und voraussetzt, daß die niedrigen Schwefel - Aktivitäten auf die Bindung von Zink an Schwefel von ausschlaggebender Bedeutung sind.

21.5. Betrachtung unter dem Gesichtspunkt einer Differentiation von metallischem Eisen

An diesem Punkt der Diskussion drängt sich eine weitere Interpretationsmöglichkeit für die zu beobachtenden Korrelationen auf.

Nimmt man an, daß metallisches Eisen bzw. eine eisenreiche metallische Phase in der Magmenkammer vorlag, müßte sie aufgrund ihres deutlich höheren spezifischen Gewichtes im Vergleich zur mafischen Schmelze gravitativ abdifferenziert sein, zusammen mit Frühkristalliniten wie Olivin oder Pyroxenen (HIEMSTRA 1979, WADSWORTH 1973). Dann müßte das Material, das in Riihilahti eruptiv wurde, aufgrund der hohen Eisen- und Magnesiumgehalte aus den liegenden Teilen der mutmaßlichen Magmenkammer stammen.

Der Mafit enthält sehr wenig Chrom, was sich mit der Vorstellung der sehr geringen Sauerstoff - Fugazitäten deckt, die so gering waren, daß kein Chromit absaugern konnte. Die darüber angesiedelte Restschmelze könnte also an Chrom relativ angereichert gewesen sein. Es könnte

ferner einen zeitlich früheren Vulkanismus gegeben haben, der sich jetzt im Liegenden des Erzvorkommens Riihilahti befinden sollte. Der Gehalt an Sulfiden könnte dann durch eine Assimilation oder durch die Entmischung und Differentiation von Sulfiden erklärt werden.

Dieses Gemisch aus metallischem Eisen, silikatischen Frühkristalliten und entmischter Sulfidschmelze könnte dann zu einem späteren Zeitpunkt aus der Magmenkammer ausgequetscht worden sein.

Mit diesem Bild sind jedoch nur schwer die hohen Zinkgehalte in Einklang zu bringen, da sich Zink in der Restschmelze anreichern sollte. Um die Zinkgehalte durch Assimilation zu erklären, müßte man annehmen, daß der Mafit beim Aufstieg durch die Kruste eine kleine Zinklagerstätte aufgenommen hat.

Mit der angedeuteten Vorstellung sind auch die hohen Kohlenstoffgehalte und deren Korrelation zu Eisen nicht vereinbar. Metallisches Eisen sollte bei ausreichender Korngröße in einer Magmenkammer absinken (HIEMSTRA 1979, WADSWORTH 1973), während für den Graphit aufgrund seines geringen spezifischen Gewichtes ein "aufschwimmen" zu erwarten wäre.

Ebenfalls nur mit Schwierigkeiten wären die Korrelationsbeziehungen des Nickels und der Eisengehalte mit einer solchen Entstehung in Einklang zu bringen. Nickel zeigt zu FeOx eine etwas bessere Korrelation als zu dem Gesamteisengehalt, d.h. durch die Entmischung einer Sulfidschmelze und die Zumischung von Eisen in sulfidischer Form zum abgesaigerten metallischen Eisen wurde die Korrelation zu Nickel nur wenig beeinflusst. Wenn das Eisen in der Magmenkammer abgesunken war, müßte der Schwefel also in einer praktisch eisenfreien Form abgesaigert sein und dann nachträglich mit dem (mutmaßlich) metallischen Eisen reagiert haben, um die Gegebenheiten der Korrelationsmatrix zu erzeugen (siehe oben und die Korrelationsmatrix im Anhang). Eine solche Reaktion wäre aber nur bei einem Schwefel - Überschuß der Entmischungen möglich, da zumindest Kupfer bei magmatischen Temperaturen für die Bildung von Sulfiden geringere Schwefel - Aktivitäten erfordert als Eisen (ARCULUS & DELANO 1981 b) und deshalb eine Abgabe von Schwefel aus einer schwefelgesättigten, kupferreichen Schmelze an Eisen nur in sehr geringem Maße zu erwarten ist. Eine Sulfidisierung wäre also nur zu einem sehr geringen Prozentsatz unter Austausch von Eisen für z.B. Kobalt möglich und könnte nicht die beobachteten Eisensulfidgehalte erzeugen. Ferner ist davon auszugehen,

daß die Restschmelze nicht eisenfrei war und deshalb auch die Sulfidtröpfchen Eisen enthielten.

Schließt man daraus, daß keine Sulfid - Absaigerung stattgefunden hat, oder daß sie zumindest keinen großen Einfluß hatte, könnten die Schwefelgehalte nur durch Assimilation in das Gestein gelangt sein. Das bedeutet bei den Korrelationen von Schwefel zu Kupfer und Kobalt, daß auch praktisch alles Kobalt und große Teile des Kupfers (sowie alles Zink) vom Mafit beim Ausstieg aufgenommen worden sein müßte, da Kupfer und Kobalt als Sulfide absaigern oder zusammen mit Zink in der Restschmelze angereichert werden müßten.

In Basalten werden nach SCHROLL (1975) nach Literaturangaben die durchschnittlichen Gehalte von Nickel, Kobalt, Kupfer und Zink mit 130 ppm, 48 ppm, 87 ppm und 105 ppm angegeben. Vergleicht man diese Werte mit den Gehalten der intrusiven Fazies des Mafits von Riihilahti, ergeben sich Anreicherungsfaktoren zwischen 2.2 für Nickel und 22 für Kupfer. Nimmt man an, daß der durchschnittlich mit 1.91 Gew. - % im Mafit enthaltene Schwefel vollständig als Sulfidentmischungen mit den gesamten Gehalten der oben genannten Elemente absaigerte, kann man unter Verwendung der Daten von MACLEAN & SHIMAZAKI (1976) abschätzen, wie hoch die Gehalte in der Schmelze gewesen sein müßten, um aufgrund der Verteilungskoeffizienten die jetzigen Gehalte zu erreichen. Diese Abschätzung kann nur als Anhaltspunkt gelten, da die Verteilungskoeffizienten mit Sicherheit durch die physiko - chemischen Bedingungen in der jeweiligen Schmelze stark beeinflußt werden können (vergl. RAJAMANI & NALDRETT 1978).

Berechnet man die Gehalte in der Schmelze als :

(Gehalt im Mafit / Verteilungskoeffizient) + Gehalt im Mafit

ergeben sich folgende hypothetischen Gehalte in der Schmelze mit den jeweiligen Anreicherungsfaktoren gegenüber dem Durchschnittsbasalt :

Ni : 294 ppm (x 2.2), Co : 456 (x 9.5), Cu : 1950 ppm (x 22.4),
Zn : 930 ppm (x 9.0).

Dieser Unterschied in den Anreicherungsfaktoren der Elemente Kupfer, Kobalt und Zink im Vergleich zu Nickel läßt sich einfach durch eine Anreicherung in einer Restschmelze erklären. Der Vergleich der Verteilungskoeffizienten von Nickel, Kobalt und auch Kupfer für Olivin gegenüber einer Silikatschmelze bei einer gegebenen Temperatur (z.B. 1200° C) (IRVING 1978) unter Berücksichtigung von Einflüssen durch den Chemismus der Silikatschmelze auf alle Verteilungskoeffizienten zeigt, daß

solch unterschiedliche Anreicherungsfaktoren auch ohne Assimilation möglich sind. Daß dann die Zink - Gehalte nicht höher sind, könnte auf einen Einbau von Zink in Fröhkristallisate (Klinopyroxene ?), oder eine geringere Ausgangskonzentration zurückzuführen sein.

Die Diskussion anhand der Gehalte von Ni, Co, Cu, Zn, Fe, C sowie S und deren Beziehungen zueinander zeigt, daß mit Sicherheit eine Differentiation in einer mafischen Schmelze stattgefunden hat, aus der sich der Mafit von Riihilahti ableiten läßt. Es gibt jedoch mehrere mögliche Prozesse, die zur Ausbildung des Mafits und dessen geochemischer Charakteristik (soweit diskutiert) geführt haben könnten. Um weiter einzugrenzen, welcher der möglichen Prozesse der wahrscheinlichere ist, muß deshalb versucht werden, besonders anhand von weiteren Elementen, die nicht in Sulfidierungsprozesse einbezogen werden konnten, die Entwicklungsgeschichte des Mafits weiter einzugrenzen. Zu klären ist vor allem, ob es sich um eine kummulative Anreicherung oder eine Anreicherung in einer Restschmelze handelt.

21.6. Die Differentiationsvorgänge und ihr Einfluß auf Nicht - Erzmehalle

Wenn man die Veränderungen der chemischen Zusammensetzung im Mafit während der Umwandlung für die Elemente Mg, Fe und Ni vernachlässigt (siehe Kap. 15.4), könnte das Verhältnis Nickel zu Magnesium wichtige Anhaltspunkte bei der Fragestellung ob, und in welchem Maße eine Differentiation stattfand, liefern. NALDRETT et al (1979) zeigten für eine große Anzahl von Komatiiten von denen angenommen wird, daß sie keinen kummulativen Olivin enthalten sondern echte Schmelzen darstellen, eine systematische Verringerung der Nickelgehalt mit abnehmendem Magnesiumgehalt. Ihre darstellenden Punkte zeigen nur geringe Abweichungen der Nickelgehalte von dieser Beziehung. Bei einem durchschnittlichen Nickelgehalt von 292 ppm und einem durchschnittlichen MgO - Gehalt von 13.00 Gew. - % in der intrusiven Fazies kommt auch der darstellende Punkt für den Mafit sehr nahe dieser Linie zu liegen. Die Probe B 7335 mit 203 ppm Ni und 12.48 Gew. - % MgO zeigt ebenfalls keine signifikante Abweichung. Diese gute Übereinstimmung kann jedoch keinesfalls als Beweis dafür gewertet werden, daß der Mafit von Riihilahti eine echte Schmelzzusammensetzung repräsentiert. Für eine solche Annahme

sind die Eisengehalte viel zu hoch.

Die Differentiation von Olivin bewirkt in der Schmelze eine Abnahme von Nickel und Magnesium und eine gleichzeitige Anreicherung von Eisen. Deshalb wird von vielen Autoren (z.B. BVSP 1981) die Darstellung Nickel gegen Mg' gewählt, wobei Mg' das Atomverhältnis $Mg / (Mg + Fe^{2+})$ darstellt. Für diese Betrachtung wird in Anlehnung an BVSP (1981) $Fe_2O_3 / FeO = 0.1$ angenommen. Die hohen Eisengehalte im Mafit von Riihilahti bewirken, daß sich nur ein Mg' von 0.52 für den Durchschnitt der intrusiven Fazies ergibt und sogar von nur 0.42 für die Probe B 7335 (vergl. Kap. 15.5 und Tab. 15.10)

Die darstellenden Punkte des Mafits im Diagramm Ni - Mg' liegen abseits der allgemeinen Trends für Komatiite und basaltische Gesteine und zeigen relativ zu hohe Nickelwerte. Für einen angenommenen Differentiationsgrad zu hohe Nickelwerte können mehrere Ursachen haben. So würde z.B. eine Eisenassimilation der Schmelze ein kleineres Mg' bewirken als es dem tatsächlichen Differentiationsgrad und damit den Nickelgehalten entspricht.

Wahrscheinlicher als eine Eisenassimilation ist jedoch ein erhöhter Eisen- und Nickelgehalt in einem in Bezug auf diese Elemente inhomogenen primitiven Mantel (GILL 1979, SUN 1982) und daraus abzuleitenden Schmelzen (siehe unten). Auch das differenzierte Mineral kann einen Einfluß auf dieses Verhältnis haben, da Klinopyroxen, besonders bei hohen Drucken eine Liquidusphase in vielen Mafiten, eine geringere Menge von Nickel zu binden vermag als Olivin (vergl. IRVING 1978).

Aber auch bei einer Differentiation von Olivin kann die Erniedrigung der Nickelgehalte durch die Anwesenheit einer Phase mit höherem Verteilungskoeffizienten für Nickel gegenüber der Silikatschmelze verhindert oder zumindest eingeschränkt werden. Solche Phasen können z.B. eine sich separierende Sulfidschmelze oder metallisches Eisen sein. Eine Absaigerung von Magnesium in Form von Olivin hätte in einem solchen Fall einen nur geringen Einfluß auf die Nickelgehalte. Aufgrund der Interpretation der Korrelationen des Nickels mit den anderen Elementen kann die Separation einer Sulfidschmelze als Ursache für die beobachteten Abweichungen als unwahrscheinlicher ausgeschlossen werden, es kann jedoch mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß metallisches Eisen in der Schmelze vorlag. In einem solchen Fall kann aber die Beziehung Ni - MgO bzw. Ni - Mg' nicht als Maßstab für eine Olivinfraktionierung dienen. Der Mafit von Riihilahti würde dann

mit Sicherheit keine reine Schmelzzusammensetzung mehr repräsentieren, sondern eine " Restschmelze " eines mafischen Magmas, das aufgrund hochgradig reduzierter Bedingungen im Gleichgewicht mit metallischem Eisen stand und in dem eine sehr nickelarme Olivinfraktionierung stattfand.

Aufgrund der geringen Nickelgehalte von unter 300 ppm und der Überlegung über den möglichen Reduktionsprozess (siehe unten) muß angenommen werden, daß die metallische Eisenphase nicht von Anfang an Bestandteil der Schmelze war.

Als direkte Folge ergibt sich die Notwendigkeit, eine andere Begründung als das metallische Eisen für die relativ zu hohen Nickelwerte zu finden.

Da wie bereits angedeutet, Klinopyroxen einen geringeren Verteilungskoeffizienten Mineral / Schmelze für Nickel als Olivin aufweist und ferner im Mafit von Riihilahti ein $\text{CaO} / \text{Al}_2\text{O}_3$ - Verhältnis von ca. 0.4 vorliegt (B 7335: 0.35) (das zwar durch Umwandlungsprozesse wahrscheinlich zusätzlich verkleinert wurde, aber auch vor der Umwandlung gering gewesen sein muß) bietet sich als Erklärung an, daß Klinopyroxen eine wichtige Liquidusphase in der Entwicklung der Schmelze war.

Alle derzeit akzeptierten Modelle für den Chemismus des Erdmantels, aus dem die basaltischen Gesteine abzuleiten sind, lassen $\text{CaO} / \text{Al}_2\text{O}_3$ - Verhältnisse ≤ 1 in der Schmelze erwarten. Höhere Verhältnisse, wie sie in Komatiiten beobachtet wurden, werden auf Granatfraktionierung, den maßgeblichen Aufschmelzungsprozess oder den Hauptelement - Chemismus des Herkunftgebietes im Mantel zurückgeführt (z.B. KRISHNAMURTHY 1978, NESBITT et al 1979). Kleinere Verhältnisse werden oft am schlüssigsten auf eine Klinopyroxen - Fraktionierung zurückgeführt, da sich dadurch niedrige $\text{CaO} / \text{Al}_2\text{O}_3$ - Verhältnisse bei gleichzeitig hohen Gehalten an inkompatiblen Elementen erklären lassen, ohne drastische Veränderungen der sonstigen Hauptelement - Gehalte bei der Differentiation voraussetzen zu müssen (BVSP 1981).

Experimentelle Untersuchungen an vielen Basalttypen (z.B. BENDER et al 1978, BVSP 1981), sowie Modellberechnungen an rezenten eisenreichen Basalten (CLAGUE & BUNCH 1976), konnten zeigen, daß bei Drucken > 10 kbar Klinopyroxen häufig eine wichtige Liquidusphase neben Olivin darstellt.

Durch die Differentiation von Klinopyroxen ließe sich eine Eisenanreicherung erreichen, ohne daß die Nickelgehalte zu sehr reduziert wür-

den, zumindest in geringerem Maße als durch eine vergleichbare Olivin-differentiation. Durch Klinopyroxen als Liquidus - Phase ließe sich auch der geringe Chromgehalt im Mafit erklären.

Die Chromgehalte betragen in der intrusiven Fazies, also in den Bereichen, die am geringsten bzw. gleichmäßigsten von einer Umwandlung ergriffen waren, durchschnittlich 84 ppm. Die Probe, von der angenommen wird, daß sie den insgesamt geringsten Umwandlungsgrad aufweist (B 7335) enthält sogar nur 64 ppm.

Für die Bildung von Chromspinell sind Sauerstoff - Fugazitäten erforderlich, die in der Größenordnung von der für die Bildung von Magnetit liegen (vergl. HILL & ROEDER 1974, KLEMM et al 1982, SNETHLAGE & VON GRUENEWALDT 1977). Die starke Anreicherung von Eisen und Kohlenstoff im Mafit zeigt, daß solche Sauerstoff - Fugazitäten nicht, oder nur sehr kurzzeitig erreicht wurden, und deshalb eine Absäuerung von chromhaltigen Spinellen kaum für die niedrigen Cr - Gehalte verantwortlich zu machen ist.

Die Chromgehalte im Mantel werden mit durchschnittlich ca. 3000 ppm angegeben (SUN 1982). Da auch in einem stark reduzierten Mantel nur ein kleiner Teil des Chroms als Cr^{2+} vorliegt, der größere Teil jedoch wahrscheinlich in dreiwertiger Form in Klinopyroxenen, Spinellen oder Granaten gebunden ist, ist der Aufschmelzungsgrad des Mafits für den Chromgehalt in der Schmelze von ausschlaggebender Bedeutung (BVSP 1981). Nur bei sehr hohen Aufschmelzungsgraden und bei Schmelzbildungen in großer Tiefe, bei denen auch Klinopyroxen, Spinell und Granat vollständig aufgeschmolzen werden, enthalten diese Schmelzen dem Mantel vergleichbare Chromgehalte (z.B. bei Komatiiten). Aufgrund der niedrigen Chromgehalte des Mafits könnte vermutet werden, daß nur ein sehr geringer Aufschmelzungsgrad für diese Schmelze verantwortlich sein kann. Mit einem so geringen Grad an Schmelzbildung sind jedoch andere geochemische Gesichtspunkte wie z.B. die Höhe der Magnesium- und Nickel - Gehalte neben den hohen Eisen- und Kohlenstoffgehalten nur schwer vereinbar (siehe unten).

Durch die Bildung einer Liquidusphase, die Chrom gegenüber Nickel in höherem Maße als Spurenelemente einbaut (z.B. Klinopyroxen, Granat), wäre eine solche Verarmung an Chrom erklärbar.

Wenn die Oxidationsbedingungen im Mafit zu irgendeinem Zeitpunkt der Entwicklung so gering waren, daß metallisches Eisen eine Phase im Gleichgewicht mit der Silikatschmelze war, dann blieb dieser Zu-

stand mit Sicherheit nicht ohne Einfluß auf das Verhältnis von Cr^{2+} zu Cr^{3+} (vergl. SCHREIBER et al 1982). Zweiwertiges Chrom sollte jedoch dann auch in höherem Maße in Olivin eingebaut werden können (IRVING 1978) und könnte die relativ starke Abfuhr im Vergleich zu Nickel unter so stark reduzierenden Bedingungen unterstreichen.

Ob diese Überlegungen zutreffen können, ist aufgrund fehlender Hochdruck - Experimente unter so stark reduzierenden Bedingungen nicht bekannt.

Das zu beobachtende Cr / V - Verhältnis, das deutlich zugunsten des Vanadiums verschoben ist (siehe Analysen der MIF im Anhang und Tab. 18.1), könnte auf den ersten Blick dahingehend gedeutet werden, daß eine Differentiation des Mafits (unter streng reduzierenden Bedingungen) bei so geringen Drucken stattfand, daß Klinopyroxen keine Liquidusphase neben Olivin mehr darstellt und auf diese Weise keine Mineralphase zur Verfügung stand, in die Vanadium aufgrund eines hohen Verteilungskoeffizienten (FREY et al 1974, IRVING 1978) hätte eingebaut werden können. Andererseits aber waren die Bedingungen so reduzierend, daß Cr in höherem Maße in Olivin eingebaut werden konnte.

Da jedoch aufgrund der obigen Diskussion über die Ni - Gehalte und das $\text{CaO} / \text{Al}_2\text{O}_3$ - Verhältnis anzunehmen ist, daß Klinopyroxen neben Olivin sehr wohl eine nicht unbedeutende Liquidusphase darstellte, muß das Cr / V - Verhältnis etwas anders beurteilt werden. Dies besonders auch unter dem Aspekt, daß Vanadium auf Veränderungen des Oxidationszustandes in der Schmelze sensibler als das Cr mit einer Veränderung von Verteilungskoeffizienten reagiert (vergl. IRVING 1978, SHERVAIS 1982).

Die Tatsache, daß die inkompatiblen Elemente Niobium, Zirkonium und Yttrium in Relation zu Mg deutlich zu hohe Gehalte zeigen, Vanadium dagegen Werte erreicht, wie sie bei einem Mg'entsprechenden Differentiationsgrad zu erwarten wären bzw. etwas darunter liegt (vergl. BVSP 1981), d.h. daß Vanadium gegenüber den inkompatiblen Elementen abgereichert wurde, stellt ein wichtiges Argument für eine Klinopyroxen - Differentiation dar.

Berücksichtigt man, daß stark reduzierende Bedingungen in der Schmelze herrschten, liegt die Vermutung nahe, daß die Gehalte an Cr und V, und damit das Verhältnis der beiden Elemente zueinander dadurch eingestellt wurden, daß Cr nicht nur in Klinopyroxen, sondern auch in erhöhtem Maße in Olivin eingebaut wurde, während Vanadium in sehr ho-

hem Maße vom Klinopyroxen aufgenommen wurde.

Olivin könnte unter diesen Umständen gegenüber Klinopyroxen die mengenmäßig deutlich wichtigere Liquidusphase gewesen sein, da bei so stark reduzierenden Bedingungen bereits geringe Mengen an Klinopyroxen ausreichen, um große Mengen von Vanadium zu binden (SHERVAIS 1982) und die Gehalte in der Schmelze drastisch zu reduzieren.

Da Skandium ebenso wie Chrom und Vanadium einen hohen Verteilungskoeffizienten für Klinopyroxen gegenüber einer Silikatschmelze hat (FREY et al 1974, IRVING 1978) wäre es für weitere geochemische Untersuchungen des Mafits wichtig, die Gehalte an Skandium und die Verhältnisse zu Nickel, Chrom und Vanadium zu bestimmen, um die Möglichkeit einer starken Klinopyroxen - Differentiation zu überprüfen.

Eisen und Magnesium wurden bei der Umwandlung des Mafits nach dessen Platznahme in ihren Gehalten verändert. Beide Elemente wurden bei der Umwandlung abgeführt, wobei jedoch angenommen werden muß, daß diese Aussage für Eisen in höherem Maße gilt als für Magnesium (siehe Kap. 15.5). Deshalb muß angenommen werden, daß Mg' für den Durchschnitt der intrusiven Fazies zu höheren Werten hin verändert wurde. In der intrusiven Fazies sind durchschnittlich neben den 26.4 Gew. - % Fe_2O_3 auch 13 Gew. - % MgO enthalten. Selbst wenn man annimmt, daß die MgO - Gehalte durch die Umwandlungsvorgänge um 20 - 30 % relativ zu hoch liegen, ist schwer vorstellbar, daß ein Gestein mit so hohem MgO - Gehalt durch Differentiation mafischer Minerale einen Eisengehalt von 26 Gew. - % Fe_2O_3 und darüber erzeugen kann. Auch die hohen Al_2O_3 - Gehalte (die durch die Umwandlung sicherlich leicht erhöht sind) lassen nicht unbedingt eine sehr ausgeprägte Plagioklas - Differentiation erwarten, die zu einer Anreicherung des Eisens hätte beitragen können.

Für ein Gestein mit einem solchen Chemismus wäre eher eine kumulative Entstehung zu erwarten, die aber eine Differentiation von Eisenmineralen voraussetzen würde. Als Minerale kämen Ilmenit, Magnetit, Chromspinell und metallisches Eisen in Frage. Aber auch damit ließen sich im vorliegenden Fall die hohen Eisengehalte nicht erklären, da Ilmenit aufgrund der in Relation geringen TiO_2 - Gehalte von durchschnittlich 1.26 Gew. - %, Magnetit und Chromspinell aufgrund der hohen Graphitgehalte und metallisches Eisen aufgrund der hohen Gehalte an Zink und inkompatiblen Elementen, die in einer Restschmelze angereichert werden, ausgeschlossen werden können.

Im Vergleich zu allgemeinen Trends in basaltischen Gesteinen (BVSP 1981) zeigen die Gehalte an Zirkonium, Yttrium und Niobium im Mafit für ein Mg' von durchschnittlich 0.49 ebenfalls zu hohe Werte.

So hohe Gehalte dieser Elemente sprechen auf jeden Fall nicht für ein kummulatives Gestein.

Um Eisen in solchen Mengen durch Differentiation von mafischen Mineralen anreichern zu können, und dann immer noch MgO - Gehalte von durchschnittlich 9 Gew. - % oder darüber (vor der Umwandlung) zu enthalten, müßte ein sehr hoher Anteil an MgO in der Ursprungsschmelze enthalten gewesen sein, zu hoch um aus den in so MgO - reichen Gesteinen enthaltenen Eisengehalten (vergl. BVSP 1981) die Eisengehalte des Mafits von Riilahähti durch Differentiationsvorgänge erzeugen zu können.

Als Alternative bietet sich die Interpretation an, daß es eine von Anfang an eisenreiche Schmelze gab, aus der sich der Mafit von Riilahähti entwickelte. Daß solche eisenreicheren Schmelzen im Archaikum nicht unmöglich waren, zeigt das zahlreiche Auftreten eisenreicher Basalte, zu denen keine korrespondierenden MgO - reichen, kummulativen Gesteine bekannt sind. Die Schwierigkeit bei dieser Interpretation ist jedoch, daß diese Basalte selten so hohe Eisengehalte aufweisen und selbst bei geringeren Eisengehalten deutlich niedrigere MgO - Gehalte haben.

Wenn schon für Kupfer und Kobalt eine Assimilation nicht ausgeschlossen werden konnte, bietet sich diese Möglichkeit zwangsläufig auch für die Eisengehalte an. Eine Assimilation von Eisen, zudem in so hohem Maße wie notwendig wäre, um den vorliegenden Chemismus zu erzeugen, ist aber hochgradig unwahrscheinlich. Ein großer Teil der Entwicklung des Mafits muß bei einer Klinopyroxen - Differentiation bei Drucken über 10 kbar, d.h. in recht großen Tiefen abgelaufen sein. Woher sollten jedoch in einer Tiefe von über 30 km, wo im Archaikum eventuell bereits der Grenzbereich Kruste / Mantel erreicht sein könnte (GRAMB-LING 1981), so gewaltige Eisenkonzentrationen stammen, daß eine so starke Anreicherung des Mafits erfolgen könnte ?

Eine Aufnahme von Eisen beim Aufstieg der Schmelze würde (vorausgesetzt es könnte ein geeignetes Gestein assimiliert werden) nicht ohne Einfluß auf die Korrelation zwischen Eisen und Kohlenstoff, sowie zu Nickel bleiben, da diese Korrelationen sich wahrscheinlich ebenfalls beim Aufstieg einstellen (siehe unten).

Wie aus den oben aufgeführten Argumenten zu ersehen ist, gibt es

starke Hinweise für eine Anreicherung von Eisen und inkompatiblen Elementen in einer Restschmelze. Mit einem so einfachen Vorgang wie einer Kristallisationsdifferentiation sind aber die hohen Magnesium - Gehalte nicht in Einklang zu bringen. Es muß deshalb angenommen werden, daß der Chemismus des Mafits von Riihilahti auf einer Überlagerung zweier oder mehrerer verschiedener Charakteristiken basiert, die am besten durch eine zwei- oder mehrstufige Entwicklung der Schmelze zu erklären ist.

Die erste Entwicklungsstufe besteht in der vermutlich sehr geringgradigen Aufschmelzung eines eisenreichen Mantels (Z.B. SUN & NESBITT 1977) mit einem relativ hohen Anteil von Eisen in der Schmelze. Ein geringer Aufschmelzungsgrad muß auch deshalb angenommen werden, weil auch die TiO_2 - Gehalte in dieser Schmelze sehr hoch gewesen sein sollten, um trotz der späteren Mischung mit einer MgO - reichen, d.h. einen deutlich höheren Aufschmelzungsgrad repräsentierenden Schmelze aus einem eventuell bereits an TiO_2 verarmten Mantel, im jetzt vorliegenden Mafit eine Titan - Aluminium - Beziehung aufzeigen zu können, die bei aller Vorsicht auf einen geringen Aufschmelzungsgrad hindeutet (vergl. Kap. 20 und Abb. 20.15). Ein so geringer Aufschmelzungsgrad wie er für eine solche Titananreicherung notwendig erscheint ist kaum denkbar, es muß deshalb zusätzlich entweder eine starke Anreicherung des Titans, nicht aber des Aluminiums bei einer Differentiation angenommen werden (siehe unten), oder neben höheren Eisengehalten auch höhere Titangehalte im Aufschmelzungsbereich.

In dieser Schmelze nun findet, wahrscheinlich nach einem Aufstieg in eine relativ tief liegende Magmenkammer, eine hochgradige Differentiation unter stark reduzierenden Bedingungen statt, die zu einer extremen Anreicherung von Eisen, Kohlenstoff, Schwefel (der sich aufgrund des hohen Druckes und der hohen Eisengehalte nicht aus der Restschmelze entmischt), Kupfer, Kobalt, Zink usw., nicht aber von Nickel und Chrom in der Restschmelze führte. Aufgrund der großen Tiefe sind Klinopyroxen und Olivin als Liquidusphasen zu erwarten. Die Differentiation dieser Minerale bewirkt eine hochgradige Verarmung der Restschmelze an Nickel und Chrom im Bezug auf die inkompatiblen Elemente. Auch die Vanadiumgehalte könnten bei diesem Vorgang nachhaltig beeinflusst worden sein. Ob neben der Anreicherung durch die Differentiation mafischer Frühkristallite weitere Prozesse eine noch stärkere Eisenanreicherung bewirkten, erscheint nicht unwahrscheinlich, über die Natur

dieser Prozesse ist jedoch keine Aussage möglich.

Diese hochgradig differenzierte Restschmelze wurde vermutlich in einer zweiten Entwicklungsstufe durch die mehrmalige (?) Intrusion eines weiteren Magmenschubes " verdünnt ". Diese weiteren Schmelzen könnten vollständig undifferenziert gewesen sein, sollten aber auch nach einer eventuell erfolgten Differentiation noch sehr magnesiumreich gewesen sein. Also könnte es eine Schmelze sein, deren Chemismus dem eines Picrites oder Komatiites nahekommt. Durch die Mischung einer weitgehend undifferenzierten Schmelze mit einer eisenreichen Restschmelze wäre die gute Übereinstimmung von Magnesium- und Nickelgehalten mit dem Liquidustrend komatiitischer Gesteine erklärbar, besonders wenn man den Verdünnungseffekt für die Elementgehalte berücksichtigt.

Wenn diese Vorstellungen zutreffen, oder den tatsächlichen Vorgängen bei der Bildung des Mafits von Riihilahti zumindest nahekommen, dann sind die abgelaufenen Prozesse der ersten Entwicklungsphasen durch die Überlagerung der Elementgehalte der Schmelzen kaum noch rekonstruierbar. Dies gilt ganz besonders für kompatible Elemente, wie z.B. Nickel und Chrom, die im ersten Entwicklungsstadium stark abgereichert worden sein könnten, deren Gehalte in einem picritischen bzw. komatiitischen Magma aber als hoch zu erwarten sind. Die Aussagekraft der hier vorgestellten Diskussion der Elementbeziehungen, der abgelaufenen Prozesse und des darauf aufbauenden Modelles werden dadurch nicht eingeschränkt.

Ausgehend von einer mindestens zweistufigen Entwicklung der Schmelzzusammensetzung im Mafit wird klar, daß für einen Vergleich mit anderen vulkanischen Gesteinen die Verwendung eines Differentiationsindex oder von Elementverhältnissen zu falschen Einschätzungen führen kann. Es wird ferner deutlich, daß eine Assimilation (d.h. eine Aufnahme durch die Schmelze aus dem Nebengestein) zwar für die Entstehung der vorne genannten Korrelationsbeziehungen des Kupfers nicht auszuschließen ist, aber das vorgestellte Entwicklungsmodell der platznehmenden Schmelze wahrscheinlich hierfür die Hauptursache darstellt. Durch die Intrusion einer sehr hochtemperierten, dünnflüssigen ultramafischen Schmelze in eine Restschmelze, die durch Differentiation mafischer Minerale entstand und deshalb eine deutlich niedrigere Temperatur gehabt haben sollte, ist als resultierende Mischschmelze ein mehr oder weniger inhomogenes, d.h. schlieriges Gemisch der beiden " Ausgangsschmelzen " zu erwarten. Eine inhomogene Verteilung von Eisen,

Kupfer und auch Kobalt (wobei die Elemente aufgrund unterschiedlicher Gehalte eventuell unterschiedlich schnell gleichmäßiger verteilt werden könnten) würde zu unterschiedlichen Elementverhältnissen und somit zu geringeren Korrelationskoeffizienten führen.

21.7. Metallisches Eisen im Mafit und die mutmaßlichen Vorgänge beim Aufstieg der Schmelze

Wie bereits mehrfach gesagt, spricht vieles dafür, daß im Mafit von Riihilahti zu einem relativ späten Zeitpunkt eine metallische Eisenphase vorlag.

Metallisches Eisen stellt auf der Erdoberfläche mit Sicherheit eine Ausnahme dar. Die bekanntesten Vorkommen von metallischem Eisen im Zusammenhang mit magmatischen Prozessen (z.B. Bühl bei Kassel) werden auf die Reduktion basaltischer Schmelzen durch die Reaktion mit kohlenstoffhaltigen Gesteinsschichten zurückgeführt.

In ihrer Untersuchung des Vorkommens von metallischem Eisen in tertiären Basalten aus Uivfaq (West Grönland) schlugen BIRD & WEATHERS (1977) eine andere genetische Erklärung vor, die nicht auf der Reduktion des Eisens durch Kohlenstoff in Krustengesteinen beruht. Sie deuten dieses Vorkommen als primäres metallisches Eisen aus dem Mantel, das von den Basalten als Xenolithe transportiert wurde. Dieses Beispiel mag andeuten, daß die Anwesenheit einer metallischen Eisenphase in einem mafischen Vulkanit, zumal wenn er präkambrischen Alters ist, zwar nicht die Regel, aber auch keine Unmöglichkeit darstellt.

Für die Bildung von metallischem Eisen bieten sich zwei auch zeitlich unterschiedliche Möglichkeiten an, die einmal vor und einmal nach der Vermischung der beiden Schmelztypen anzusiedeln sind.

Man könnte annehmen, daß zu einem Zeitpunkt, als in der eisenreichen Schmelze eine starke Differentiation abgelaufen war, eine druckinitiierte Umsetzung gemäß $2 \text{Fe}^{2+} \rightarrow 1 \text{Fe}^{3+} + 1 \text{Fe}^0$ (MAO 1974) abgelaufen sein könnte, wobei die Wahrscheinlichkeit für eine solche Umsetzung (genügend hohe Drucke vorausgesetzt) mit steigendem Eisengehalt ansteigt. Eine solche Umsetzung könnte bereits bei einem kleinen prozentualen Anteil des Gesamteisens zu beachtlichen Mengen von metallischem Eisen führen, die bei dem hohen Verteilungskoeffizienten von

Nickel für metallisches Eisen gegenüber einer Silikatschmelze (RINGWOOD & KESSON 1976) ausreichen würde, die 200 bis 300 ppm Nickel im Mafit praktisch quantitativ zu binden. Eine nach diesem Vorgang abgelaufene Fraktionierung hätte dann auf die Nickelgehalte keinen Einfluß mehr, könnte aber die Cr - Gehalte weiter reduzieren. Da in dieser eisenreichen Restschmelze aufgrund der hochgradigen Differentiation von Olivin und / oder Klinopyroxen jedoch keine so hohen Nickelgehalte mehr angenommen werden können, und da sich eine so gute Übereinstimmung mit der MgO - Ni - Beziehung komatiitischer Schmelzen ergibt, wird angenommen, daß eine Bindung des Nickels erst nach bzw. bei der letzten Mischung der Schmelzen erfolgte. Es gibt jedoch kein stichhaltiges Argument dafür, daß die oben genannte Umsetzung stattfand.

Selbst wenn die Drucke für eine solche Umsetzung nicht hoch genug gewesen sein sollten, könnte durch die Anwesenheit anderer Elemente, die in einer so stark reduzierten Schmelze in geringen Mengen in niedrigeren Oxidationsstufen erwartet werden können (z.B. Chrom oder Titan), eine Reduktion von Fe^{2+} zu Fe^0 erfolgen (SCHREIBER et al 1982).

Da die Gehalte dieser Elemente im Vergleich zu den Eisengehalten gering waren, wird einem zweiten Bildungsmechanismus des metallischen Eisens der Vorzug gegeben, da damit auch die Möglichkeit der Differentiation von metallischem Eisen und der Bindung auch von Kobalt neben Nickel weitgehend entfällt.

Aufgrund der Untersuchungen von ARCULUS & DELANO (1981 a) wurden frühere Untersuchungsergebnisse bestätigt, die auf einen hohen Reduktionsgrad des Mantels hindeuteten (SATO 1978 u.a.). Der moderne Mantel scheint in Bezug auf seinen Oxidationsgrad inhomogen zu sein und Partien aufzuweisen, deren Oxidationsgrad unter dem des synthetischen Wüstit / Eisen - Puffers liegen. Die hohe Empfindlichkeit des Systems C - ($\text{CO} + \text{CO}_2$) für Änderungen von Druck und Sauerstoff - Fugazität (FRENCH 1966) bedeutet, daß bei Drucken, wie sie im Mantel bzw. der untersten Kruste zu erwarten sind, Graphit (und / oder Diamant) die stabilste Kohlenstoff - Form ist (RYABCHIKOV et al 1981). Beim Aufstieg einer stark reduzierten, graphithaltigen Schmelze verändern sich aufgrund der Druckentlastung die Stabilitätsbeziehungen des Systems C - ($\text{CO} + \text{CO}_2$). Es kommt zu einer Oxidation des Kohlenstoffes, wodurch sich die Sauerstoff - Fugazität innerhalb der Schmelze ändert und eine Reduktion eintreten kann.

Nach der Mischung der beiden Magmen und dem Beginn des Aufstieges kam vermutlich die Druckempfindlichkeit des Gleichgewichtes zwischen den Kohlenstoff - Phasen voll zur Geltung, sodaß durch die Druckentlastung, eventuell gekoppelt mit einer Temperaturniedrigung, ein $\text{CO} - \text{CO}_2$ - Gemisch stabiler war als der Graphit. Durch die Oxidation des Graphits erfolgte eine starke Senkung der Sauerstoff - Aktivität in der Schmelze, was zu einer Reduktion von FeO zu metallischem Eisen bis zur erneuten Einstellung eines Gleichgewichtes führte. Nun erfolgte die Bindung von Nickel an dieses gediegene Eisen.

Die Kruste hatte wohl auch im Präkambrium im Vergleich zum Mantel einen (deutlich) höher oxidierten Zustand, d.h. einen höheren Oxidationsgrad als es dem Wüstit / Eisen oder Magnetit / Wüstit - Puffer entspricht. Eine Intrusion in eine solche Kruste mit der Ausbildung einer Magmenkammer, in der nach der Mischung der beiden Schmelzen eine erneute Differentiation hätte erfolgen können, hätte mit Sicherheit zu einem Austausch von Sauerstoff und eine Angleichung der Bedingungen im Mafit an die volumenmäßig sehr viel größere Kruste bewirken müssen. Oxidationsgrade, die z.B. dem Magnetit / Wüstit - Puffer entsprechen, lassen aber kaum die Stabilität von Graphit in einer Schmelze zu (vergl. Abb. 21.1). Deshalb muß angenommen werden, daß alle möglichen Abläufe einer Differentiation in großer Tiefe stattgefunden haben, wo reduzierende Bedingungen herrschten. Der Aufstieg erfolgte so schnell, daß keine wesentliche Oxidation der Schmelze erfolgen konnte.

Ebenso wie die Stabilität des Graphites in einer Schmelze, wird auch die Löslichkeit von Schwefel in einer Schmelze vom Druck beeinflusst (MYSEN & POPP 1980). Beim Aufstieg der Schmelze könnte also die Druckentlastung neben einem Absinken der Temperatur eine wichtige Rolle für die Entmischung einer Sulfidschmelze gespielt haben. Für den Zeitpunkt der Entmischung muß aufgrund der Korrelationen von Nickel zu Eisen und Kohlenstoff eine Entmischung der Sulfidschmelze gleichzeitig oder kurze Zeit nach der Bildung von metallischem Eisen erfolgt sein (siehe oben). Im Mafit der intrusiven Fazies sind durchschnittlich ca. 1.9 Gew. - % Schwefel enthalten. Die Entmischung einer Sulfidschmelze, d.h. die Einstellung eines Gleichgewichtes zwischen Silikatschmelze und Sulfidschmelze kann nur dann beim Aufstieg infolge der Druckentlastung erfolgt sein, wenn man gegenüber den experimentellen Ergebnissen bei niedrigem Druck, 1200°C und unter Berücksichtigung von Sauerstoff - Fugazität und der hohen FeO - Gehalte von ca. 24 Gew.

- % (siehe BUCHANAN & NOLAN 1979, HAUGHTON et al 1974) annimmt, daß die Ausgangstiefe der Schmelze in der die Schwefelanreicherung erfolgte so groß war, daß eine ca. 5 bis 10 - fache Menge an Schwefel in der Silikatschmelze gelöst bleiben konnte. Schätzt man den Einfluß des Druckes nicht so hoch ein, müßte die Schmelze eine sehr hohe Temperatur gehabt haben, ein Teil des Schwefels in Form entmischter Sulfidtröpfchen mittransportiert worden sein oder es muß eine Sulfidassimilation beim schnellen Aufstieg angenommen werden.

21.8. Die Beziehungen der inkompatiblen Elemente

Obwohl die als weitgehend inkompatibel angesehen Elemente Titan, Vanadium, Niobium und Zirkonium in Silikatstrukturen eingebaut werden können (z.B. in Pyroxene bzw. Plagioklase), reichern sie sich im allgemeinen während der Differentiation in der Restschmelze an. Dies gilt für Vanadium und Titan besonders dann, wenn keine Magnetit - Fraktionierung stattfindet (MIYASHIRO & SHIDO 1975) und wenn eine Olivin + Plagioklas - Fraktionierung über die von Pyroxen überwiegt (AL' MUKHAMEDOV 1967, BVSP 1981). Es wäre deshalb zu erwarten, daß die inkompatiblen Elemente (soweit sie bestimmt wurden), da sie zusammen angereichert wurden, auch miteinander korrelieren sollten. Ein Blick auf die Korrelationsmatrix zeigt aber, daß dies nicht der Fall ist (siehe Tab. A 3 im Anhang). Titan zeigt zwar ausgeprägte Korrelationen mit Niobium ($r = 0.83$), Vanadium ($r = 0.89$) und Yttrium ($r = 0.62$), jedoch keine Korrelation ($r = 0.02$) mit dem ebenfalls inkompatiblen Zirkonium.

Die mögliche Beteiligung von Titan und Vanadium an Klinopyroxen legt den Verdacht nahe, daß dieser Vorgang in der Korrelationsmatrix widergespiegelt wird. Niobium wird im allgemeinen als inkompatibler beschrieben als Zirkonium (z.B. WOOD et al 1979 b), da es trotz seines geringeren Ionenradius aufgrund seiner hohen Ladung nur schwer in Mineralstrukturen eingebaut werden kann. Deshalb ist die Korrelation mit Titan aufgrund eines gemeinsamen Einbaues in Klinopyroxen etwas unwahrscheinlich. Auch die mit Titan hoch korrelierenden Elemente (siehe oben) zeigen mit Zirkonium keine Korrelation ($r = - 0.19$ bis 0.20), wodurch unterstrichen wird, daß zwei Gruppen inkompatibler

Elemente mit Titan, Niobium, Vanadium und Yttrium einerseits und Zirkonium andererseits bestehen.

Auch hier lassen sich die genannten Elementbeziehungen durch eine Faktorenanalyse bestätigen, wobei zwischen dem Faktor mit Titan und den genannten Elementen keine weiteren Beziehungen zu irgendeinem Element bestehen. Diese Zusammengehörigkeit wird entweder auf eine Bildung eines Titan - Minerals im spätmagmatischen Stadium zurückgeführt ohne daß eine Aussage möglich wäre um welches Mineral es sich gehandelt haben könnte, oder auf die Bildung eines Titan - Minerals während der Metamorphose mit dem Einbau der inkompatiblen Spuren aufgrund gemeinsamer Anreicherung bei der Differentiation. Zirkonium ist am Aufbau eines Faktors mit einigen Hauptelementen zusammen beteiligt. Die dieser Faktorenbildung zugrundeliegenden Elementkorrelationen lassen sich jedoch auf Chemiesumänderungen bei der Umwandlung und der residualen Anreicherung von Zirkonium in Form des Minerals Zirkon zurückführen.

21.9. Rekapitulation

Zusammenfassend läßt sich folgendes Modell für die Entwicklung des Mafits von Riihilahti erstellen, soweit es die Bildung der Erzmetallgehalte als Sulfide bis zum Zeitpunkt der Intrusion bzw. Extrusion betrifft.

Es existierte eine mafische Schmelze, die vermutlich durch einen geringen Aufschmelzungsgrad aus einem eisenreichen Mantel entstand. Diese Schmelze stieg vom Mantel auf und verblieb in einer großen Tiefe (> 30 km) in einer Magmenkammer. Aufgrund der Kristallisation und Differentiation von Klinopyroxen und Olivin wurden die Gehalte an Nickel und Chrom, z.T. auch von Vanadium in der Restschmelze stark reduziert. Durch die hochgradige Differentiation möglicherweise weiterer Minerale kam es in der Restschmelze zu einer sehr starken Anreicherung von Eisen, Kupfer, Kobalt, Zink, Schwefel, Kohlenstoff, Niobium, Zirkonium und anderer Elemente.

Diese eisenreiche Restschmelze mischte sich möglicherweise mehrmals mit einem magnesiumreichen Magma, woraus in der resultierenden Mischschmelze hohe Eisengehalte und hohe Gehalte an inkompatiblen Elementen neben hohen Magnesiumgehalten und in Übereinstimmung mit die-

sen Magnesiumgehalten stehende Nickelgehalte resultieren konnten.

Die hohen Kohlenstoffgehalte im Mafit sind ein Zeichen dafür, daß diese Vorgänge nicht in der Kruste stattfanden, sondern unter stark reduzierenden Bedingungen abliefen. Daß diese reduzierenden Bedingungen im heute vorliegenden Gestein erhalten blieben, läßt sich nur durch einen schnellen Aufstieg aus der tiefliegenden Magmenkammer erklären.

Beim Aufstieg kam es, bedingt durch die Druckentlastung, zu einer Reduktion von in der Schmelze enthaltenem FeO zu metallischem Eisen. Aufgrund des hohen Verteilungskoeffizienten von Nickel zugunsten einer metallischen Eisenphase gegenüber einer Silikatschmelze erfolgte eine nahezu quantitative Bindung des Nickels an dieses metallische Eisen.

Ebenfalls bedingt durch die Druckentlastung, eventuell zusammen mit einer Erniedrigung der Temperatur beim Aufstieg, entmischte sich gleichzeitig oder kurz nach der Bildung von metallischem Eisen eine Sulfidschmelze. Kupfer und Kobalt wurden entsprechend ihrer Verteilungskoeffizienten für Sulfidschmelzen gegenüber Silikatschmelzen in hohem Maße in dieser Sulfidphase gebunden. Auch Eisen wurde entsprechend dem Eisengehalt in der Schmelze und der Menge an Sulfidschmelze zum Teil sulfidisch gebunden, wobei angenommen wird, daß bevorzugt das metallische Eisen mit Schwefel reagierte.

Eine Assimilation von Schwefel, zusammen mit Kupfer, Kobalt und Zink beim schnellen Aufstieg durch die Kruste ist nach diesem Modell nicht notwendig, kann aber auch nicht ausgeschlossen werden.

22. Mögliche assoziierte Lagerstätten

Eine Hauptfragestellung der Lagerstättenkunde ist neben den Fragen nach dem " was, wo, warum, wieviel " natürlich auch die nach dem " was noch ", d.h. ist aufgrund der Deutung petrologischer Prozesse mit weiteren Erzvorkommen des gleichen Types zu rechnen oder könnten aufgrund der gleichen Prozesse Anreicherungen weiterer Elemente in räumlich getrennten Vorkommen erfolgt sein ?

Die Deutung der Metellanreicherungen im Mafit von Riihilahti aufgrund einer starken magmatischen Differentiation und damit als primäre Bestandteile des Mafits bei der Eruption läßt erwarten, daß diese geringe Menge an vulkanischem Gestein nur einen Teil des insgesamt differenzierten Magmas darstellt. Deshalb ist grundsätzlich damit zu rechnen, daß in höherem oder tieferem stratigraphischen Niveau weitere Extrusionen oder Intrusionen des gleichen Stamm - Magmas erfolgten, die zumindest vergleichbare Gehalte an ökonomisch interessanten Elementen enthalten haben könnten.

Die extremen Kohlenstoffgehalte im Mafit lassen vermuten, daß es sich hier um Material aus den obersten Teilen einer Magmenkammer handelt (siehe Kap. 21). Es ist zu erwarten, daß tiefere Teile der Magmenkammer erst zu einem späteren Zeitpunkt eruptiert wurden. Spätere Eruptionen sollten aber bevorzugt in einem stratigraphisch höheren Niveau zu suchen sein, also in Bereichen im Hangenden des Erzvorkommens Riihilahti und somit in Bereichen die heute erodiert sind. Aus solchen ehemaligen Vorkommen könnten glazial transportierte Gesteinsstücke stammen, deren lithologische Charakteristik an Gesteine aus Riihilahti erinnert. Lohnenswert könnte deshalb eine Suche in Gebieten sein, die räumlich nicht weit entfernt, aufgrund der tektonischen Struktur der Outokumpu - Zone diese höheren stratigraphischen Horizonte noch enthalten könnten.

Auch die Möglichkeit der Bildung größerer oder kleinerer magmatischer Körper des gleichen oder eines vergleichbaren Ausgangsmagmas an paläotektonisch günstigen Stellen sollte nicht übersehen werden.

Da ein Teil des Erzes in Riihilahti massive Sulfidkörper darstellt, die als hydrothermale Remobilisationen und Konzentrationen angesehen werden, sind solche massiven Körper überall dort zu erwarten, wo Gesteinsschichten mit erhöhten Metallgehalten vorlagen, d.h. besonders solche mit vulkanogenen Beimengungen oder eingeschalteten Vulkaniten, wo

die tektonischen Gegebenheiten eine erhöhte Wasserzirkulation durch diese Schichten erlaubten, wo durch einen hohen Wärmefluß ein hoher Wasserdurchsatz verursacht wurde (wodurch größere Mengen von Metallen gelöst werden konnten) und wo die physiko - chemischen Bedingungen eine Ausfällung von Sulfiden begünstigten.

Aufgrund der starken Differentiation bei der Genese des Mafits ist die Frage wichtig, ob sich durch diese Vorgänge weitere Lagerstätten gebildet haben könnten, die in der ehemaligen Magmenkammer verblieben, oder sich in nur wenig größerer Tiefe als der Mafit selbst befinden und somit für einen möglichen Abbau zugänglich sein könnten.

Bei mafischen oder ultramafischen Magmatiten besteht grundsätzlich die Möglichkeit einer Anhäufung von Chromgehalten in Form von Chromit. Die Bildung einer solchen Chromanreicherung würde hohe Oxidationsbedingungen in der Schmelze voraussetzen, die aber im Mafit von Riihilahti offensichtlich nicht herrschten. In einer großen Magmenkammer wäre es jedoch nicht grundsätzlich auszuschließen, daß unterschiedliche Bereiche der Silikatschmelze unterschiedlich stark oxidiert waren und dadurch vielleicht in tieferen Niveaus eine Chromitbildung erfolgt sein könnte. Wenn größere Mengen eines solchen Magmas eine Magmenkammer oder größere Intrusion in der Kruste gebildet hätten und sich durch Austausch von Sauerstoff ein Gleichgewicht zwischen Kruste und Magma eingestellt hätte, wäre eine Bildung von Chromit - Vorkommen denkbar. In einem solchen Fall könnte es auch zur Bildung von großen massiven Sulfiderz - Körpern durch Entmischung von Sulfiden und deren Differentiation gekommen sein. Tiefliegende große magmatische Körper in der weiteren Umgebung von Riihilahti könnten unter diesem Gesichtspunkt eine Untersuchung lohnen.

Möglicherweise ebenfalls mit Sulfiden vererzt, aber aufgrund der zu erwartenden Form und der geringen Größe wohl kaum wirtschaftlich interessant, könnte der Förderkanal des Mafits von Riihilahti sein. Je nach Aufstiegsgeschwindigkeit und der Tiefe der Sulfidentmischung beim Aufstieg könnte sich auch in einem solchen Förderkanal eine relativ große Menge an entmischter Sulfidschmelze konzentriert haben, deren Elementverhältnisse denen der Sulfide im Mafit entspricht.

Wenn das vorgestellte petrologische Modell für die Gehalte der ökonomisch wichtigen Metalle im Mafit den tatsächlich abgelaufenen Prozessen nahekommt, ergibt sich die zumindest theoretische Möglichkeit von Edelmetallen als weiterem Bestandteil im Mafit und massiven Erz,

der bisher übersehen wurde, der aber ein wichtiges Argument für den Abbau des nach derzeitigem Wissensstand an der Grenze der Bauwürdigkeit liegenden Erzes darstellen könnte.

Geht man von den Gehalten an Edelmetallen (d.h. besonders Elementen der Platingruppe) ultramafischer Xenolithe in mafischen Vulkaniten aus (BVSP 1981, JAGOUTZ et al 1979, MORGAN et al 1981), zeigt sich beim Vergleich mit den Gehalten in mafischen und ultramafischen Vulkaniten (die unterschiedlich starke Aufschmelzungsgrade des Erdmantels repräsentieren) zumindest für Palladium und Platin eine Tendenz, bei sehr hohen Aufschmelzungsgraden in der Schmelze relativ angereichert zu werden (vergl. die Übersicht in SUN 1982) und auch Iridium (CROCKET 1979) und Gold (DUPUY et al 1981) scheinen eine vergleichbare Tendenz zu besitzen. Diese Gehalte werden jedoch durch Differenzationsvorgänge im Magma, wie z.B. eine Eisenanreicherung, beeinflusst (COUSINS & VERMAAK 1976, CROCKET 1979, DUPUY et al 1981, PAGE et al 1972 u.a.).

Für den Mafit von Riihilahti wurde als Entstehungsmodell vorgeschlagen, daß eine aus einer möglicherweise geringgradigen Aufschmelzung resultierende Schmelze eines eisenreichen Mantels in einer Magmenkammer differenzierte und nachträglich, möglicherweise mehrmals, durch hochgradig aufgeschmolzenes Mantelmaterial verdünnt wurde. Nimmt man an, daß sich dieses Schmelzmaterial aus dem gleichen Mantelbereich durch wiederholte Aufschmelzungsvorgänge entwickelte, ein Vorgang der auch für die Genese von Komatiiten angenommen wird (BVSP 1981, NESBITT et al 1979), dann sollten besonders die späten Schmelzen relativ hohe Gehalte an Palladium und Platin enthalten haben.

Über das Verhalten der Platingruppen - Elemente (PGE) bei der Differentiation mafischer Minerale gibt es relativ wenige und zum Teil widersprüchliche Informationen (vergl. CROCKET 1979). Allgemein ist jedoch zu sagen, daß die PGE einen sehr starken siderophilen Charakter haben, wie sich aus den Gehalten und Verteilungskoeffizienten für metallische Eisenpartikel in Meteoriten ableiten läßt. Andererseits zeigt sich aus der Anreicherung von PGE in Nickelsulfid - Erzen, daß diese Elemente in silikatischen Schmelzen eine hohe Affinität zu Schwefel haben können. Diese Affinitäten sind unter Berücksichtigung der Entwicklung des Mafits von Riihilahti von hohem Interesse für eine mögliche Anreicherung dieser Elemente.

In Schmelzen mit hohen Sauerstoff - Fugazitäten, in denen sich

z.B. Chromit bilden kann, ist das Verhalten der PGE noch nicht geklärt (siehe die ausführliche Diskussion in CROCKET 1979). Es steht jedoch außer Frage, daß die Differentiation von Chromit, unabhängig vom Mechanismus der PGE - Anreicherung im Chromit (CROCKET 1979, HIEMSTRA 1979), einen wichtigen Faktor für die Gehalte der PGE in der Restschmelze darstellt. Auch Sulfide stellen einen wichtigen Kollektor für PGE bei der Differentiation dar (NALDRETT & CABRI 1976 u.a.) und könnten als Einschlüsse mitverantwortlich für die hohen Gehalte von PGE in Chromiten sein (CROCKET 1979, HIEMSTRA 1979).

Für den Mafit wird die Entmischung einer Sulfidschmelze, die auch PGE anreichern und durch Differentiation abführen könnte, erst mit dem Aufstieg des Magmas und dem damit verbundenen Druck / Temperatur - Abfall in Verbindung gebracht (siehe Kap. 21). Selbst im Falle einer frühen Entmischung würden die hohen Sulfidgehalte im Mafit dafür sprechen, daß eine Differentiation von Sulfiden nur in geringem Maße erfolgen konnte und somit auch dieser Mechanismus für die Reduzierung von PGE - Gehalten im Mafit weitgehend ausgeschlossen werden kann.

Ein weiterer Prozess, der zu einer Verringerung der Gehalte von PGE führen könnte, stellt die Kristallisation von eigenständigen PGE - Mineralen dar, die sich aufgrund der absinkenden Temperaturen im Mafit bilden könnten, und ihre Differentiation, auch in Form von Einschlüssen in Silikaten. Die Möglichkeit einer solchen Mineralbildung kann nicht widerlegt werden, durch die möglicherweise mehrmalige Zufuhr von hochaufgeschmolzenem Mantelmaterial sollte aber die Temperatur der Schmelze in der Magmenkammer für solche Bildungen zu hoch gewesen sein.

Zusammenfassend läßt sich für den Mafit von Riihilahti folgende Überlegung anstellen:

Durch die Beteiligung von hochaufgeschmolzenem Mantelmaterial am Mafit könnten ursprünglich recht hohe PGE - Gehalte im Mafit enthalten gewesen sein. Da eine Chromitsegregation nicht angenommen wird und nur die Kristallisation von Silikatmineralen möglicherweise eine Verringerung der Gehalte (vorwiegend bei Iridium ?) bewirkt haben sollte, wird angenommen, daß die Restschmelze, die als Mafit von Riihilahti eruptiv wurde, relativ hohe Gehalte an PGE enthielt.

Beim Aufstieg kam es infolge der Veränderungen physiko - chemischer Parameter zu einer Reduktion der Sauerstoff - Fugazität in der Schmelze und zur Bildung von metallischem Eisen. Aufgrund der hohen

Verteilungskoeffizienten der PGE für metallisches Eisen gegenüber einer Silikatschmelze (RINGWOOD & KESSON 1975 u.a.) ist davon auszugehen, daß praktisch der gesamte Gehalt an PGE in diesem metallischen Eisen angereichert und somit sehr stark konzentriert wurde. Spätere Sulfidisierungsvorgänge sollten darauf einen nur geringen Einfluß ausgeübt haben.

Trotz der hydrothermalen Umwandlung des Mafits nach der Platznahme, bei der auch PGE mobilisiert worden sein könnten (STUMPFL 1974), sollten diese PGE - Gehalte noch heute im Mafit oder im umgelagerten Erz enthalten sein. Analysen auf PGE könnten die ökonomische Einstufung des Erzvorkommens Riihilahti verändern und Hinweise auf die Richtigkeit des vorgeschlagenen petrologischen Modelles liefern.

23. Die metasomatische Entstehung der Gesteinsabfolge in der Nachbarschaft des Mafits

Wie in Kapitel 5 gesagt, werden die Mafit - Körper der intrusiven Fazies schalenförmig von einer Gesteinsabfolge umgeben, deren Entstehung auf metasomatische Prozesse zurückzuführen ist. Diese Abfolge beginnt mit Kummingtonit - Felsen (KUFM) und geht über granatführende Gneise (GGNM) als Zwischenstufe $\pm$ kontinuierlich in normale Gneise (GN) über. Die Unterschiede in den Gesteinstypen werden hauptsächlich durch den abnehmenden Einfluß von Elementmobilisationen aus dem Mafit hervorgerufen. Folglich muß in den Durchschnittsgehalten der Gesteine ein Trend zu abnehmenden Gehalten vom Mafit weg für alle die Elemente zu beobachten sein, die aus dem Mafit den umgebenden Sedimenten zugeführt wurden und die für die Unterschiede in der metamorphen Mineralogie verantwortlich sind.

Noch klarer wird diese Darstellung bei der Betrachtung von Profilen, da auf diese Art die Mittelung über mehrere, unterschiedlich stark beeinflusste Proben, entfällt. Um den räumlichen Einfluß des Mafits zu verdeutlichen, und damit gleichzeitig die Herkunft der metasomatischen Lösungen aus dem Mafit nachzuweisen, wurden zwei Profile ausgewählt, die insgesamt vom Mafit über KUFM und GGNM zu GN reichen.

Für den Zeitpunkt der metasomatischen Vorgänge, relativ zu den anderen in dieser Untersuchung aufgeführten Prozessen, muß aus Grün-

den, die in Kapitel 29 dargelegt werden, ein Entstehungszeitraum von der Eruption des Mafits bis zum Abklingen der hydrothermalen Aktivität angenommen werden.

Eines der Hauptprobleme bei der quantitativen Erfassung von metasomatischen Prozessen stellen ebenso wie bei Verwitterungsvorgängen die Bezugnahme auf " immobile " Elemente dar. Außerdem müssen die Änderungen im Volumen bzw. im spezifischen Gewicht entweder meßbar oder berechenbar sein. Dazu sind aber z.B. Informationen über die Veränderungen des Mineralbestandes notwendig (GRESENS 1967). Dieses Problem wurde in der Literatur oft dadurch umgangen, daß angenommen wurde, metasomatische Prozesse würden ohne Volumenänderung ablaufen.

Auf dieser Annahme baut auch die Barth'sche Standardzelle auf, in der Änderungen in der Zusammensetzung der Kationen eines Gesteines dargestellt werden können. Da die Berechnung der Standardzelle auf der Basis der volumenbestimmenden Sauerstoff - Ionen beruht, ist ein metasomatischer Prozess nur dann quantitativ darstellbar, wenn die Zufuhr von Kationen mit einer (nach Valenzen) gleichwertigen Abfuhr anderer Kationen verbunden war.

Im vorliegenden Fall konnte für den Mafit gezeigt werden, daß er unter Masse - Verlusten (bezogen auf ein konstantes Hauptelement) umgewandelt wurde (siehe Kap. 15.4.2). Da aber die Zusammensetzung des Ausgangsmaterials nicht bekannt ist, war es nicht möglich, eine Stoffbilanz aufzustellen. Es ist also nicht bekannt, wieviel von welchem Element aus dem Mafit abgeführt wurde. Wie aber aus den Untersuchungen hervorging, wurden die abgeführten Kationen nur zu einem kleinen Teil oder gar nicht durch andere ersetzt. Als direkte Konsequenz ergibt sich daraus für KUFM und GGNM, daß diesen Gesteinen Elemente (als Oxide) aus dem Mafit zugeführt wurden. Da kein Austausch mit dem Mafit (zumindest in der Regel) erfolgte, muß sich das Volumen der umgebenden Sedimente verändert haben. Somit ist die Grundvoraussetzung für die Barth'sche Standardzelle nicht mehr gegeben, da mit einer Volumenzunahme der umgebenden Sedimente zu rechnen ist, die in ihrem Umfang ungefähr dem Volumenverlust des Mafits entsprechen sollte. Abhängig sind diese Volumenveränderungen natürlich von der Sekundär - Mineralogie im Mafit und umgebenden Sediment. Ihr Betrag nimmt jedoch mit der Entfernung zum Mafit ab.

Auch bei den hier untersuchten metasomatischen Veränderungen ist es nicht möglich, eine exakte Stoffbilanz aufzustellen. GRESENS

(1967) erstellte Gleichungen, um mit deren Hilfe metasomatische Veränderungen der Gesteine unter Berücksichtigung von Volumenänderungen bei der Mineralumwandlung quantitativ zu erfassen.

APPLEYARD & WOOLEY (1979) führten die Idee von GRESENS (1967) unter Einbeziehung der spezifischen Gewichte der zu vergleichenden Gesteine weiter. In den Fällen, in denen die Volumenänderung nicht meßbar ist, ist es notwendig, diese Änderung durch den Unterschied im spezifischen Gewicht unter Berücksichtigung eines oder mehrerer immobilier Elemente zu ermitteln. Um Berechnungen dieser Art (vergl. APPLEYARD & WOOLEY 1979, APPLEYARD & WILLIAMS 1981) für die Gesteine aus Riihilahti durchführen zu können, wäre die Voraussetzung, die spezifischen Gewichte der Gesteine innerhalb der metasomatischen Profile zu kennen. Aufgrund mineralogischer Inhomogenitäten (z.B. mit Granaten von über 1 cm Größe) hätte das spezifische Gewicht über den gesamten Analysenbereich ermittelt werden müssen, da in den schmalen Ausschnitten in Form von Bohrkernen nicht zu erkennen ist, welcher Teilbereich für die Analyse repräsentativ ist.

Selbst durch diesen großen Aufwand wäre aber nicht sicherzustellen gewesen, daß sinnvolle Berechnungen möglich gewesen wären, da sich andeutet, daß das sedimentäre Ausgangsgestein nicht einheitlich war (siehe unten). Zusätzlich taucht das Problem auf, daß für einige der in diese Betrachtung einbezogenen Analysen nur bereits zerkleinertes Material vorlag (siehe Kap. 7) und das als Bohrkern nach Mainz transportierte Probenmaterial zum Erscheinungszeitpunkt der Arbeit von APPLEYARD & WOOLEY (1979) bereits zerkleinert war.

Um Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung aufgrund der metasomatischen Prozesse darstellen zu können, müßte auch in diesem Fall die relative Veränderung gegenüber einem Element aufgezeigt werden, das im Sediment in konstanten Gehalten bzw. konstanten Verhältnissen zu anderen Elementen vorliegt und selbst von der Metasomose unbeeinflußt bleibt. Aus Gründen der Kontinuität bei den Darstellungen dieser Art müßte auch in diesem Fall angenommen werden, daß Al_2O_3 unter allen Hauptelementen und Zr unter den Spurenelementen die Elemente darstellen, die den geringsten Veränderungen unterworfen wurden. Da diese Elemente im Mafit als immobil definiert waren, können sie den umgebenden Sedimenten (die jetzt als Gneise vorliegen) nicht zugeführt worden sein. Diese Annahme führt aber selbst unter Berücksichtigung aller Argumente für oder gegen Mobilisierbarkeit von Zr und Al_2O_3

nicht weiter, da die Normierung auf diese Elemente eine große Fehlerquelle beinhalten kann.

Die Gesteine, in die der Mafit intrudierte bzw. die er metasomatisch beeinflusste, waren Sedimente, die vermutlich in relativ flachem Wasser abgelagert wurden und deshalb einen raschen Wechsel in der Zusammensetzung erwarten lassen. Der Al_2O_3 - Gehalt im Sediment ist direkt abhängig vom Anteil an Tonmineralen, der aber in Flachwasser - Sedimenten in rascher Folge lagenweise wechselt. Da die Menge und Art von Tonmineralen im Sediment auch die Gehalte von Spurenelementen beeinflussen (z.B. ADAMCHUCK et al 1979, TOBSCHALL 1975), wechselt ihr Gehalt zwangsläufig ebenfalls. Deshalb werden in diesem Abschnitt keine Aussage zu Spurengehalten und deren Veränderungen gemacht. Von Zr wird angenommen, daß es vorwiegend als das Mineral Zirkon in das Sediment eingebracht wird (siehe Kap. 26.2). Sein Gehalt hängt aber ebenfalls vom Sortierungsgrad und Transportweg sowie von der Zusammensetzung der Liefergebiete ab und kann dadurch ebenfalls starken Schwankungen in seinen Gehalten unterworfen werden.

Die Profile, an denen eine systematische Änderung der chemischen Beeinflussung nachweisbar sein könnte, verlaufen alle in spitzem Winkel zu der vermuteten ehemaligen Schichtung. Es besteht deshalb die Gefahr, daß sedimentäre Unterschiede in der Zusammensetzung der Metasomatose zugeschrieben werden, oder diese zumindest überlagern. Daß die Sedimente in Riihilhti nicht einheitlich zusammengesetzt waren, zeigen die Analysen der Gneise (siehe Kap. 25). Auch die Profile, an denen die Veränderungen gezeigt werden sollen (siehe unten) zeigen z.B. anhand der Al_2O_3 - Gehalte und dem Verhältnis zu Zr, daß unterschiedliche Ausgangssedimente vorlagen und legen die Vermutung nahe, daß der Mafit (erwartungsgemäß) entlang von Schichtgrenzen intrudierte. Die Folge davon sind unterschiedliche Ausgangsgesteine im Hangenden und Liegenden, d.h. metasomatische Einflüsse sind nur in eine Richtung interpretierbar.

Für die Darstellung selbst bedeutet das, daß es kein Element oder Elementverhältnis gibt, auf das in diesem Fall eine Normierung möglich wäre, um die relative Änderung in Abhängigkeit von der Entfernung zum Mafit klar darzustellen. Die Auswirkungen der Metasomatose sind aus diesen Gründen nur anhand der Kationenäquivalente darstellbar, wobei die Veränderungen in den relativen Gehalten durch Volumenänderungen vernachlässigt werden müssen. Ferner sind Unterschiede nur für Ele-

mente darstellbar, deren Gehalte in den Ausgangssedimenten (unabhängig vom Typ) gleichmäßig niedrig waren und deren Anteil sich durch den metasomatischen Einfluß deutlich erhöhte oder erniedrigte. Deshalb sei auch auf die folgenden Kapitel (Kap. 24 bis Kap. 26) verwiesen, in denen die allgemeine Gültigkeit der in den Profilen zu beobachtenden Unterschiede zwischen den Gesteinstypen für die Mittelwerte aller Proben der gleichen faziellen Ausbildung überprüft werden.

In den für die Überprüfung und den Versuch der Darstellung metasomatischer Prozesse ausgewählten Profilen werden die unterschiedlichen Zusammensetzungen der Proben sichtbar, auch wenn nicht immer der graduelle Anstieg bzw. Abfall der Elementgehalte mit der Entfernung zu den Mafit - Körpern darstellbar ist.

Für diesen Zweck sind offensichtlich die analysierten Bohrkernbereiche zu groß gewählt, was aber andererseits notwendig war, um sicherzugehen, daß keine unrepräsentativen Analysen erstellt wurden. Die Interpretation und Darstellung wird weiter dadurch beschränkt, daß kein homogenes Sediment vor der Intrusion bzw. Extrusion des Mafits vorlag und der Verlauf der Fronten, an denen eine bevorzugte Ausfällung von Mineralen und somit eine Anreicherung von Elementen, oder eine Mobilisierung erfolgte, im Hangenden und Liegenden der Mafit - Körper unterschiedlich verlief. Dieser unterschiedliche Verlauf kann sowohl durch unterschiedliche Ausgangsgesteine verursacht sein, als auch durch Unterschiede in der Temperatur und der Haupt - Zirkulationsrichtung hydrothermalen Lösungen.

Diese Problematik wird besonders deutlich im Beispiel 1, das sich im Hangenden und Liegenden des in Kapitel 15.5 vorgestellten Profiles durch einen symmetrisch umgewandelten Körper der MIF anschließt. Im Hangenden (Proben B 7327 - B 7329, siehe Tab. 23.1) liegen im Durchschnitt höhere Al_2O_3 - Gehalte vor, was neben SK* und dem deutlich einheitlicheren und höheren Zr / Al_2O_3 - Verhältnis als im Liegenden des Mafits belegt, daß hier Sedimente mit unterschiedlichem Tonmineralanteil vorlagen und somit eine Vergleichbarkeit der metasomatischen Prozesse im Hangenden und Liegenden nicht gegeben ist.

Es bleibt nur festzustellen, daß die Analysen im Hangenden neben höheren Al_2O_3 - Gehalten auch höhere MgO -, TiO_2 -, Na_2O -, K_2O - und P_2O_5 - Gehalte und niedrigere Eisengehalte zeigen. Zwar lassen sich Trends im Verhalten von Kalzium, Natrium und Phosphor erkennen, mit der Entfernung vom Mafit ansteigende Gehalte zu zeigen, es ist bei die-

Element	B 7327	B 7328	B 7329	B 7330	B 7343	B 7344	B 7345	B 7349
Si *	847	774	827	464	418	859	1050	1042
Ti *	7	5	6	8	8	4	4	4
Al *	334	272	310	381	346	238	224	222
FeG *	192	265	229	286	355	289	180	215
FeSul *	20	132	31	47	62	28	12	41
FeOx *	172	134	198	239	293	261	168	174
Mn *	1	1	1	1	2	2	1	1
Mg *	230	193	228	387	357	183	139	104
Ca *	66	65	60	60	55	68	63	28
Na *	45	35	27	4	4	8	17	13
K *	17	20	22	2	2	3	12	19
P *	5	4	3	10	3	4	2	2
	KUFM	KUFM	KUFM	MIF	MIF	KUFM	KUFM	GGNM
VIND	114	81	84	-521	-566	133	211	229

* Kationen - Äquivalent x 1000

Tabelle 23.1 : Kationen - Äquivalente in Abhängigkeit von der Entfernung zum Mafit

Element	B 7327	B 7328	B 7329	B 7330	B 7343	B 7344	B 7345	B 7349
Si*	2534	2847	2663	1218	1209	3614	4689	4698
Ti*	21	20	18	22	23	16	17	20
Al*	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
FeG*	575	977	737	751	1028	1216	804	969
FeSul*	61	485	100	123	179	118	55	183
FeOx*	514	492	637	628	849	1098	749	786
Mn*	3	4	3	3	4	8	4	4
Mg*	690	711	735	1016	1033	772	620	470
Ca*	197	237	194	158	156	286	283	127
Na*	135	129	88	12	10	33	75	58
K*	50	74	72	5	5	14	54	87
P*	15	14	109	25	8	17	8	8
SK*	5279	6484	5622	4961	5504	7095	7609	7624
Zr	201	158	188	175	222	147	107	122
Zr/Al ₂ O ₃ [#]	11.80	11.41	11.88	9.09	12.90	12.14	9.37	10.79
FeOx/MnO ₂ ^{\$}	193	148	225	245	215	160	191	232

* Kationen - Äquivalente x 1000; # x 10000; \$ Gew. - %

Tabelle 23.2 : Veränderungen in Kationen - Äquivalenten normiert auf konstantes Aluminium in Abhängigkeit von der Entfernung zum Mafit

sen Trends jedoch ebenso wenig möglich eine stichhaltige Interpretation zu geben, wie beim Verhalten von Kalium und Eisen, da die Ausgangszusammensetzung des Gesteines nicht bekannt ist. Es ist deshalb nicht klar, ob diese Elemente aus dem Mafit zugeführt wurden und entsprechend dem Temperaturgefälle ausgefällt wurden, oder ob sie lediglich durch den Wärmefluß des Mafits mobilisiert und im Gestein umgelagert wurden.

Etwas erfreulicher sieht das Bild im liegenden Teil dieses Profiles aus, da hier mit größerer Wahrscheinlichkeit angenommen werden kann, daß ein homogenes Gestein vorlag (auch wenn die Zr / Al_2O_3 - Werte nicht konstant sind), die mit der Entfernung zum Mafit zu beobachtenden Unterschiede auf den direkten Einfluß des Mafits zurückzuführen sind und die am weitesten entfernte Probe (B 7349) der Ausgangszusammensetzung des Sedimentes am nächsten kommt.

Die Zunahme der SiO_2 - Gehalte mit dem Abstand zum Mafit und die Abnahme der Aluminium - Gehalte (siehe Tab. 23.1) spricht dafür, daß sich innerhalb dieser Sedimente gewissermaßen eine Überlagerung von Zufuhr aus dem Mafit und Abtransport durch den Wärmefluß einstellte. SiO_2 wurde direkt am Mafit am stärksten mobilisiert (eventuell zusammen mit anderen Kationen wie Natrium, Kalium) wodurch sich die relativen Gehalte an weniger stark mobilisierbaren Elementen (besonders Aluminium) erhöhten und sich die Verhältnisse zu den anderen Kationen verkleinerten.

Nimmt man an, daß Al_2O_3 bei diesen Prozessen in den Sedimenten immobil war, oder zumindest im Vergleich zu allen anderen Elementen in deutlich geringerem Maße, so zeigt sich bei der Normierung auf konstantes Aluminium (siehe Tab. 23.2), daß SiO_2 tatsächlich abgeführt wurde und ebenso wie Na_2O und K_2O , eventuell auch der Sulfidanteil eine Umlagerung erfuhr. Andere Elemente, auch das Kalzium, von dem eine gute Mobilisierbarkeit zu erwarten wäre (siehe Kap. 15.4.3.6) zeigen einen Anstieg der Gehalte relativ zu Aluminium nahe am Mafit.

Solche Unterschiede sind ein Zeichen dafür, daß diese Elemente tatsächlich stärker aus dem Mafit zugeführt wurden, als sie durch den Wärmefluß innerhalb des Sedimentes transportiert wurden. Die erhöhten Gehalte der Elemente Fe, Mn, Mg, Ca und P beruhen auf der Zufuhr aus dem Mafit in Kombination mit der geringen Mobilisierbarkeit im Sediment (bzw. dem Weitertransport) durch den Wärmefluß. Als indirekte Auswirkung des Wärmeflusses ist auch ein Transport von Mg und die Aus-

fällung im Kontaktbereich durch zirkulierende Lösungen möglich (BLSCHOFF et al 1982). Dieses Bild bestätigt gleichzeitig die Beobachtungen über das Verhalten der Elemente bei der Umwandlung des Mafits (siehe oben) und läßt vermuten, daß Natrium und Kalium tatsächlich in nur geringen Gehalten im Mafit bei dessen Eruption enthalten waren.

Die obigen Beobachtungen und Auslegungen decken sich auch mit der Veränderung von SK* und zeigen, daß bezogen auf Aluminium die Stoffmobilisation durch den Wärmefluß stärker war als die Zufuhr von Kationen aus dem Mafit. Sollte Aluminium bei erhöhten Temperaturen doch mobilisierbar gewesen sein (bedingt durch die Löslichkeit von Tonmineralen bei entsprechenden Temperaturen und pH), dann ist der Unterschied im SK* noch größer als in Tabelle 23.2 dargestellt.

In gleicher Weise ist auch das Profil 15309 ff (siehe Tab. 23.3) zu interpretieren, bei dem es sich um den liegenden Teil eines MIF - Körpers (Bohrung Vrl - 7, Profil Nr. 4, Abb. 4.5) handelt. Auch hier ist damit zu rechnen, daß die Ausgangszusammensetzung des sedimentären Materials eine nicht unbedeutende Rolle für die Stoffverschiebung und deren Darstellung spielte. Ob es sich hier um das gleiche Sediment wie im Profil I (Tab. 23.1, 23.2) handelte ist nicht klar, da eine Korrelation der einzelnen Mafitkörper in den unterschiedlichen Profilen nicht möglich ist. Außerdem erhöht sich mit der Größe des zu interpretierenden Profiles die Wahrscheinlichkeit, daß ehemalige Schichten mit unterschiedlichem Ausgangschemismus vorlagen und die Interpretation erschweren.

Betrachtet man die Kationen - Äquivalente (siehe Tab. 23.3) besteht hier ein nur gering ausgeprägter Trend von SiO_2 , vom Kontakt mit dem Mafit bis zum Übergang in die unbeeinflussten Gneise anzusteigen. Ein solcher Trend besteht auch innerhalb der KUFM - Proben für Gesamt - Eisen und FeOx mit einer Umkehrung in den GGNM - Proben. Für TiO_2 , MnO und CaO existiert offensichtlich ein Trend, vom Kontakt des Mafits mit der Entfernung abzunehmen. Alle anderen Elemente zeigen keine Tendenz zu einem einheitlichen Verhalten.

Bei der Normierung auf konstantes Aluminium werden die Trends (selbst unter dem Vorbehalt uneinheitlicher Ausgangsgesteine) für einige der Elemente klarer. SiO_2 zeigt dann nahe am Mafit die höchsten Gehalte, die zusammen mit denen von TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO, MgO, CaO, Na_2O und P_2O_5 dafür verantwortlich sind, daß SK* hier den höchsten Wert erreicht. Mit der Abnahme der Element - Gehalte vom Kontakt weg wird SK* ebenfalls kleiner. Beim Übergang zu GGNM endet dieser

Element	15309	15310	15311	6745	6747	6749	6750
Si*	657	521	600	1009	1079	1066	1092
Ti*	17	6	5	5	2	6	5
Al*	248	353	385	299	222	278	337
Fe*	273	296	306	157	154	118	34
FeSul*	31	53	36	5	78	41	7
FeOx**	242	243	270	151	76	77	27
Mn*	2	1	1	41	1	1	1
Mg*	264	401	350	175	117	141	110
Ca*	164	63	44	39	39	24	61
Na*	23	5	7	18	38	30	118
K*	4	1	26	19	15	48	47
P*	4	4	8	4	6	4	2
	KUFM	KUFM	KUFM	GGNM	GGNM	GGNM	GN

* Kationen - Äquivalente x 1000

Tabelle 23.3 : Veränderungen der Kationen - Äquivalente in weiterer Entfernung zum Mafit

Element	15309	15310	15311	6745	6747	6749	6750
Si*	2644	1478	1560	3372	4860	3829	3241
Ti*	66	17	13	18	8	22	14
Al*	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
Fe*	1097	840	795	524	695	425	100
FeSul*	123	150	92	18	350	149	21
FeOx*	974	690	703	506	345	276	79
Mn*	9	4	3	1	4	2	2
Mg*	1062	1137	910	586	526	505	327
Ca*	660	178	114	129	175	87	182
Na*	91	14	19	61	170	107	349
K*	16	4	68	64	70	174	140
P*	14	10	8	13	6	13	6
SK*	7823	6042	4579	5786	7865	6308	5381
Zr	130	213	166	194	69	169	90
Zr/Al ₂ O ₃ [#]	10.26	11.85	8.46	12.72	6.10	11.91	5.24
FeOx/ MnO ^{\$}	124	211	296	403	102	150	42

* Kationen - Äquivalente x 1000; # x 10000; \$ Gew. - %

Tabelle 23.4 : Veränderungen in Kationen - Äquivalenten normiert auf konstantes Aluminium in weiterer Entfernung zum Mafit

Trend jedoch und SK* zeigt höhere, aber stark schwankende Werte. Für diese Schwankungen von SK* ist SiO_2 in hohem Maße mitverantwortlich.

Ganz allgemein läßt sich zusammenfassen, daß die Trends aller Kationen außer die von Eisen, Magnesium und (mit Einschränkungen) Kalium in diesem Profil an der Grenze von KUFM zu GGNM enden. Hier wird offensichtlich die Grenze des Mafit - Einflusses auf die Zufuhr bzw. Mobilisierbarkeit dieser Elemente erreicht und in GGNM blieben die primären sedimentären Schwankungen der Elementgehalte erhalten.

Die Gehalte von Eisen waren in den Ausgangsgesteinen im allgemeinen nicht sehr hoch (siehe Kap. 26), weshalb sich der Einfluß des Mafits bei diesem Element über die Grenze von KUFM hinaus auswirken konnte und die Bildung von GGNM verursachte. Bei Kalium überlagern sich offensichtlich sehr stark die Einflüsse von Mobilisation, Ausfällung von kaliumhaltigen Mineralen und primäre Unterschiede in den Gehalten.

Vergleicht man die Beobachtungen der beiden Profile, sollte deutlich werden, bei welchen Elementen ein systematisches Verhalten aufgrund einer Zufuhr aus dem Mafit zu erwarten ist und bei welchen Elementen die Mobilisierung durch den Wärme fluß ausschlaggebend für die vorliegenden Elementgehalte war. Es sollte auch ersichtlich sein, ob die Ausgangsgesteine eine wichtige Rolle gespielt haben könnten.

Für SiO_2 ist nicht grundsätzlich mit einer Ab- oder Zufuhr und damit eine metasomatisch bedingte Veränderung der Gehalte mit der Entfernung vom Mafit zu rechnen, ebenso wie bei TiO_2 und Na_2O . K_2O sollte die Tendenz zeigen, mit der Entfernung vom Mafit steigende Gehalte aufzuweisen, was sich in der Bildung von Biotit niederschlägt, der für die Grenzziehung zwischen KUFM und GGNM herangezogen wurde. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß Kalium in kleineren Bereichen trotz der allgemeinen Mobilisierung eine relative Anreicherung zeigt. Alle anderen Haupt - Elemente zeigen einheitliches Verhalten. Für sie kann eine Zufuhr aus dem Mafit und die dadurch verursachten räumlichen Veränderungen der Gehalte als erwiesen betrachtet werden. Diese Elemente sollten also deutlich unterschiedliche Durchschnittsgehalte in den metasomatisch bzw. nicht metasomatisch beeinflussten Fazien der Kumingtonit - Felse aufweisen. Unterschiede zwischen KUFM und GGNM sollten besonders im Gehalt von Kalium, Eisen und Magnesium zu suchen sein, während zwischen GGN und GGNM vor allem Unterschiede im Magnesium- und Eisengehalt möglich sind.

Der Einfluß der Metasomatose und ihre Auswirkung für Durch-

schnittsgehalte und Abgrenzung der einzelnen Gesteine wird jeweils bei den einzelnen Gesteinsgruppen behandelt.

24. Geochemische Charakteristik der Kummingtonit - Felse

24.1. Unterscheidung der KUFM vom Mafit

Neben der rein lithologischen Unterscheidung (siehe oben) lassen sich auch geochemische Unterscheidungsmöglichkeiten aufzeigen, die auf den unterschiedlichen Durchschnittsgehalten der beiden Gesteine beruhen. Sie sind für den sichtbaren Unterschied in der mineralogischen Zusammensetzung und im Farbeindruck verantwortlich.

Für den Vergleich der Unterschiede in den Mittelwerten sei auf die Tabellen 18.1 und 24.2 verwiesen. Tabelle 24.1 zeigt, für welche Elemente signifikante Unterschiede zwischen MIF und KUFM bestehen.

Aufgrund dieser Unterschiede in der Zusammensetzung ergibt sich ein weiteres, rechnerisches Unterscheidungsmerkmal. Die Mafit - Proben zeigen alle negative Werte des VIND, dessen Betrag um so größer wird, je stärker eine Umwandlung erfolgte (siehe Tab. 15.10 und 23.1). Für die KUFM - Proben dagegen läßt sich immer ein positiver Wert für VIND berechnen (vergl. Tab. 23.1). Der Umschlag von negativen zu positiven Werten für VIND kennzeichnet die Grenze zwischen Mafit und KUFM.

24.2. Unterscheidung der beiden Kummingtonit - Fels - Fazien

Die Unterscheidung in metasomatische (KUFM) und nichtmetasomatische Kummingtonit - Felse (KUF) ist nicht ganz unproblematisch. Die Einteilung wurde danach getroffen, ob ein direkter räumlicher (geologischer) Zusammenhang zwischen einem Mafit - Körper und den auftretenden Kummingtonit - Felsen erkennbar ist. In allen Fällen, in denen kein direkter Zusammenhang nachgewiesen werden konnte, erfolgte eine Zuordnung zu KUF. Diese Unterscheidung ist wahrscheinlich nicht ganz fehlerfrei, da kleine Mafit - Körper zwischen den Bohrprofilen durchaus innerhalb dieser KUF existieren könnten. Erschwerend kommt hinzu, daß

Element	Tukey - Test		mod. Tukey - Test		G
	1	2	1	2	
SiO ₂	22	0.1%	24	0.1%	KUFM
TiO ₂	#	-	#	-	-
Al ₂ O ₃ *	2	>5%	4	>5%	-
Fe ₂ O ₃ *	7	5%	8	>5%	(MIF)
MnO	3	>5%	7	>5%	-
MgO	12	1%	25	0.1%	MIF
CaO	11	1%	13	1%	MIF
Na ₂ O [§]	14	0.1%	17	0.1%	KUFM
K ₂ O	25	0.1%	26	0.1%	KUFM
P ₂ O ₅	5	>5%	8	>5%	-
S	#	-	#	-	-
Co [§]	#	-	#	-	-
Cr [§]	5	>5%	5	>5%	-
Cu [§]	#	-	#	-	-
Nb	1	>5%	8	>5%	-
Ni [§]	4	>5%	13	1%	MIF
Rb	14	0.1%	34	0.1%	KUFM
Sr [§]	10	1%	11	5%	KUFM
V	#	-	9	>5%	-
Y	#	-	10	5%	MIF
Zn [§]	#	-	#	-	-
Zr	#	-	#	-	-

= Da der höchste und der niedrigste Wert der gleichen Probengruppe angehören, muß die Nullhypothese eines Unterschiedes zurückgewiesen werden.

1 = Wert der Tukey - Statistik

2 = Irrtumswahrscheinlichkeit für die Annahme der Nullhypothese

G = Gesteinsgruppe mit den höheren Durchschnittsgehalten

* = Gesamteisen als Fe₂O₃

§ = Eingeschränkte Aussagekraft, da unterschiedliche Verteilungen

Tabelle 24.1 : Überprüfung der unterschiedlichen Mittelwerte der MIF (N = 25) und KUFM (N = 30) auf ihre statistische Sicherheit

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Schief
SiO ₂	46.80	5.65	34.40	60.13	12.08	0.16
TiO ₂	1.51	0.85	0.31	3.64	55.89	0.08
Al ₂ O ₃	13.61	2.14	4.42	20.00	15.72	-0.78
Fe ₂ O ₃ *	21.81	4.29	11.13	30.23	19.66	-0.34
MnO	0.13	0.05	0.04	0.29	37.77	0.74
MgO	8.60	1.68	4.74	13.52	19.52	0.46
CaO	4.40	1.80	1.91	8.60	41.04	0.74
Na ₂ O §	0.55	0.30	0.20	1.53	55.26	1.40
K ₂ O	0.54	0.36	0.09	1.39	65.22	0.60
P ₂ O ₅	0.24	0.08	0.10	0.41	32.32	0.36
S §	2.18	1.99	0.01	7.80	91.16	0.89
Co §	344	251	53	1414	72.83	1.66
Cr	127	61	9	304	48.12	0.26
Cu §	1905	2614	8	13095	137.19	2.56
Nb	7	5	0 [#]	18	67.82	0.10
Ni §	92	79	23	445	85.73	2.38
Rb	11	8	0 [#]	32	76.20	0.70
Sr §	45	42	7	256	92.86	2.47
V	306	179	42	759	58.39	-0.15
Y	36	13	15	79	36.35	0.65
Zn	311	198	27	930	63.43	0.98
Zr	164	38	74	305	23.03	0.82

Tabelle 24.2 : Populationsstatistische Angaben zu den Kummingtonit -

Felsen (N = 64; für S: N = 63)

Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

der Einfluß des Mafits mit der Entfernung abnimmt (siehe Kap. 23) und sich dadurch in der KUFM erhebliche Unterschiede in der Zusammensetzung zwischen den Kontakten zum Mafit und zu GGNM ergeben. In solchen Fällen wird es sehr zweifelhaft, ob die Bildung eines Mittelwertes eine sinnvolle Information liefern kann, zumal für KUFM offensichtlich unterschiedliche Ausgangsgesteine vorlägen (siehe Kap. 23). Andererseits könnte ein deutlich höher oder niedriger liegender Mittelwert einen wichtigen Hinweis auf Unterscheidungsmerkmale und die metasomatischen Prozesse geben. Es sollte dann auch zu erkennen sein, ob die in Kapitel 23 gezeigten metasomatischen Trends allgemeine Gültigkeit besitzen.

Während die KUFM - Proben ihre Entstehung metasomatischen Prozessen verdanken, könnte die Entstehung der KUF durch eine Mischung von sedimentärem mit tuffitischem Material erklärt werden. Diese Annahme ist allerdings nicht zu beweisen, da dieses tuffitische Material einer besonders starken Veränderung der Zusammensetzung unterworfen worden sein sollte. Möglicherweise müßte der Lieferant des Tuffes auch höhere TiO_2 und niedrigere Al_2O_3 - Gehalte als der Mafit gehabt haben, um die durchschnittliche Zusammensetzung der KUF erzeugen zu können. Unter dem Aspekt der Gehalte von TiO_2 , Zr u.a. werden auch submarin austretende Lösungen, wie sie z.B. von BOSTRÖM et al (1976) für die Entstehung eisenreicher Sedimente diskutiert werden, unwahrscheinlich.

Geht man für die Abschätzung einer Tuff - Zumischung von der Durchschnitts - Zusammensetzung der MIF und MEF aus, und nimmt man ferner an, daß das sedimentäre Material der Durchschnittszusammensetzung und Variationsbreite der sterilen Gneise (siehe unten) entsprochen haben könnte, ist besonders unter dem Aspekt der hohen Eisengehalte die Entstehung der KUF durch eine 40 - 80 % - ige Zumischung eines Vulkanites zu dem sedimentären Material denkbar (vergl. Abb. 27.6 b).

Da die Elementgehalte in beiden Fazien sehr große Variationsbreiten zeigen, bei der KUFM aufgrund der räumlichen Abhängigkeit des metasomatischen Einflusses und der unterschiedlichen Ausgangszusammensetzung, bei KUF aufgrund der unterschiedlichen Zumischungen von vulkanogenem Material (Tuff) zu dem in seiner Zusammensetzung ebenfalls schwankenden Sediment, könnten geringe Unterschiede in den Mittelwerten bei den geringen Probenmengen (30 bzw. 34 Proben) durch die Probennahme erzeugt sein. Deshalb wurden Tests durchgeführt, um zu überprüfen, ob ein statistisch gesicherter Unterschied zwischen den

beiden Fazien besteht.

In den Tabellen 24.2, 24.3.1 und 24.3.2 wurden die Mittelwerte aller Kummingtonit - Felse und beider Fazien einander gegenübergestellt (inkl. Standardabweichung). Bezogen auf alle 64 Proben sind die meisten Elemente normalverteilt, nur Na_2O , S, Co, Cu, Ni und Sr sind besser durch eine logarithmische Normalverteilung zu kennzeichnen. In den beiden Fazien zeigen sich auch im Bezug auf die Verteilungen der Elemente Unterschiede. Während Na_2O in beiden log - normale Verteilung zeigt, sind in KUF zusätzlich Schwefel und in KUFM Sr nicht normalverteilt.

Aufgrund der bereits bei der Beschreibung des Mafits aufgezeigten Schwierigkeiten, die durch nicht normalverteilte Elementgehalte auftreten können, erschien die Durchführung eines t - Testes nicht angebracht. Es ist nicht zu kontrollieren, ob die Unterschiede zwischen den zwei zu vergleichenden Verteilungen nicht bereits zu groß sind, um sie vernachlässigen zu können. Unmöglich wird ein t - Test, wenn in einer Fazies eine Normalverteilung vorliegt, in der anderen aber aufgrund der Überlagerung von genetischen Einflüssen eine log - normale Verteilung resultiert. Unter der Annahme, daß der Tukey - Test, besonders aber der modifizierte Tukey - Test (NEAVE 1979, vergl. Kap. 14.3) auf mögliche Unterschiede zwischen zwei Verteilungen wesentlich weniger empfindlich reagiert, wurden die beiden Tukey - Tests beim Vergleich der beiden Fazien ausschließlich angewandt, auch in den Fällen, in denen mit Sicherheit keine streng vergleichbaren Verteilungen vorliegen.

In diesen Fällen könnte also die Irrtumswahrscheinlichkeit für die Existenz des Unterschiedes bei Cu, Ni, Sr und S zu optimistisch ausgefallen sein. Die ermittelten Unterschiede zwischen den beiden Fazien sind in Tab. 24.4 dargestellt.

Die Unterschiede in den Durchschnitts - Gehalten spiegeln die unterschiedliche Genese der beiden Fazien wider und bestätigen z.T. die Bedeutung der Stoffmobilisation aus dem Mafit für die Zusammensetzung von KUFM. Die durchschnittlich höheren Gehalte von TiO_2 in den Proben der KUF werden auf die Zumischung tuffitischen Materials zurückgeführt und die relativ geringe Mobilisierbarkeit von TiO_2 , wodurch nur geringe Mengen in der KUFM zugeführt wurden.

Daß sich für andere Elemente (z.B. Eisen oder Magnesium), die in dem mutmaßlichen magmatischen Bestandteil ebenfalls vergleichsweise hohe Gehalte aufgewiesen haben sollten, in der KUF nicht ebenfalls

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Schiefte
SiO ₂	44.63	5.58	34.40	57.36	12.51	0.62
TiO ₂	1.27	0.77	0.31	2.48	60.62	0.07
Al ₂ O ₃	14.05	2.18	10.50	20.00	15.48	0.80
Fe ₂ O ₃ *	23.16	4.17	15.11	30.23	17.99	-0.16
MnO	0.12	0.04	0.05	0.20	29.58	0.05
MgO	8.77	2.08	4.74	13.53	23.72	0.44
CaO	4.63	1.91	2.34	8.60	41.22	0.90
Na ₂ O §	0.48	0.29	0.20	1.38	61.43	1.30
K ₂ O	0.50	0.37	0.10	1.31	74.60	0.61
P ₂ O ₅	0.22	0.06	0.10	0.37	29.77	0.17
S	2.95	2.01	0.13	7.80	68.04	0.38
Co	439	297	106	1414	67.58	1.36
Cr	129	61	21	278	47.01	0.06
Cu	2596	2960	111	13095	114.01	1.92
Nb	6	5	0 [#]	14	81.60	0.24
Ni §	124	98	24	445	78.88	1.59
Rb	11	10	0 [#]	30	89.42	0.56
Sr §	59	55	9	256	94.21	1.71
V	258	173	47	492	67.02	0.04
Y	36	11	19	55	31.96	0.21
Zn	360	223	35	930	61.84	0.60
Zr	160	25	89	213	15.87	-0.33

Tabelle 24.3.1 a : Populationsstatistische Angaben zu den KUFM -
 Proben (N = 30)
 Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Schief
SiO ₂	48.71	5.06	36.33	60.13	10.38	-0.07
TiO ₂	1.73	0.86	0.32	3.64	50.22	-0.04
Al ₂ O ₃ *	13.26	2.06	4.42	15.45	15.60	-2.53
Fe ₂ O ₃	20.62	4.09	11.13	26.91	19.84	-0.62
MnO	0.13	0.06	0.04	0.29	42.73	0.66
MgO	8.44	1.23	5.60	10.64	14.60	-0.37
CaO	4.19	1.71	1.91	8.03	40.81	0.44
Na ₂ O §	0.62	0.30	0.35	1.53	49.14	1.59
K ₂ O	0.58	0.34	0.09	1.39	58.42	0.64
P ₂ O ₅	0.26	0.08	0.12	0.41	32.11	0.22
S §	1.47	1.71	0.01	7.60	117.69	1.67
Co	260	164	53	616	63.04	0.61
Cr	126	63	9	304	49.82	0.42
Cu §	1296	2128	8	11779	164.23	3.59
Nb	8	5	0 [#]	18	56.72	0.02
Ni	64	41	23	263	64.32	3.32
Rb	11	7	0 [#]	32	63.10	0.84
Sr	34	21	7	77	60.98	0.74
V	348	175	42	759	50.34	-0.35
Y	36	15	15	79	40.19	0.77
Zn	269	164	27	824	61.07	1.26
Zr	168	46	74	305	27.46	0.72

Tabelle 24.3.2 a : Populationsstatistische Angaben zu den KUF -

Proben (N = 34; für S: N = 33)

Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

A

Element	m	s _m	Schiefe	10 ^m
Na ₂ O	-0.31427	0.21706	0.33	0.48
S	0.06027	0.62441	-1.22	1.15
Co	2.43168	0.31221	-0.16	270
Cu	2.89492	0.67468	-0.63	785
Ni	1.86336	0.27640	0.79	73
Sr	1.52315	0.33304	0.34	33

B

Element	m	s _m	Schiefe	10 ^m
Na ₂ O	-0.38818	0.23562	0.53	0.41
S	0.32488	0.41805	-0.90	2.11
Co	2.55743	0.27496	0.18	361
Cu	3.12484	0.56690	-0.31	1333
Ni	1.98998	0.29751	0.39	98
Sr	1.60728	0.37780	0.21	40

C

Element	m	s _m	Schiefe	10 ^m
Na ₂ O	-0.24906	0.17837	0.84	0.56
S	-0.18028	0.68681	-0.93	0.66
Co	2.32071	0.30428	-0.27	209
Cu	2.69206	0.70437	-0.61	492
Ni	1.75164	0.20157	0.78	56
Sr	1.44892	0.27241	-0.04	28

Tabellen 24.2 b, 24.3.1 b und 24.3.2 b : Geometrische Mittelwerte

A = KUF + KUFM

B = KUFM

C = KUF

Element	Tukey - Test		mod. Tukey - Test		G
	1	2	1	2	
SiO ₂	#	-	#	-	-
TiO ₂	7	5%	12	5%	KUF
Al ₂ O ₃ *	10	1%	11	5%	KUFM
Fe ₂ O ₃ *	11	1%	12	5%	KUFM
MnO	#	-	6	>5%	-
MgO	#	-	7	>5%	-
CaO	7	5%	11	5%	KUFM
Na ₂ O	15	0.1%	16	0.1%	KUF
K ₂ O	#	-	4	>5%	-
P ₂ O ₅	5	>5%	9	>5%	-
S [§]	5	>5%	11	5%	KUFM
Co	15	0.1%	17	0.1%	KUFM
Cr	#	-	2	>5%	-
Cu [§]	6	>5%	9	>5%	-
Nb	2	>5%	9	>5%	-
Ni [§]	4	>5%	16	0.1%	KUFM
Rb	#	-	7	>5%	-
Sr [§]	9	5%	10	5%	KUFM
V	#	-	6	>5%	-
Y	#	-	2	>5%	-
Zn	2	>5%	4	>5%	-
Zr	#	-	6	>5%	-

= Da der höchste und der niedrigste Wert der gleichen Probengruppe angehören, muß die Nullhypothese eines Unterschiedes zurückgewiesen werden.

1 = Wert der Tukey - Statistik

2 = Irrtumswahrscheinlichkeit für die Annahme der Nullhypothese

G = Gesteinsgruppe mit den höheren Durchschnittsgehalten

* = Gesamteisen als Fe₂O₃

§ = Eingeschränkte Aussagekraft, da unterschiedliche Verteilungen

Tabelle 24.4 : Überprüfung der unterschiedlichen Mittelwerte der KUF (N = 34) und KUFM (N = 30) auf ihre statistische Sicherheit

höhere Werte ergeben liegt daran, daß bei der hydrothermalen Umwandlung des Mafits viele Elemente in hohem Maße mobil waren und sich deshalb die Gehalte in den KUFM - Proben zugunsten dieser Elemente verschieben konnten.

Die Unterschiede im Aluminium - Gehalt werden zum einen als primäre sedimentäre Unterschiede angesehen, unterstützt durch die Mobilisation von Elementen bei der hydrothermalen Aktivität, die der Wärme- fluß des Mafits erzeugte. Zum anderen werden sie verursacht durch den Verdünnungseffekt in der KUF, der durch die Zumischung von Material, dessen Al_2O_3 - Gehalt niedriger lag als der Durchschnitt der Sedimente und niedriger als im jetzt vorliegenden hydrothermal umgewandelten Mafit, entstand.

Die niedrigen Natriumgehalte dagegen lassen sich durch eine allgemeine Abfuhr von Natrium im Verlauf der Metasomatose erklären, die offensichtlich größer und einheitlicher war als für Kalium.

Da der Einfluß des Mafits vom Kontakt weg abnimmt, die Elemente unterschiedlich weit transportiert werden und deshalb keine lineare Beziehung zwischen den Elementen über einen größeren Konzentrationsbereich (= Einflußbereich) zu erwarten ist, besteht nur eine geringe Chance aufgrund von Interelementbeziehungen die gemeinsame Zufuhr und Mobilisation von Elementen, besonders der Spurenelemente zu erkennen.

Aufgrund des Vergleiches der durchschnittlichen Gehalte in KUF und KUFM und der Betrachtung der Profile (siehe Kap. 23), ist damit zu rechnen, daß Eisen, Titan, Magnesium, Kalzium und Schwefel, sowie einige Spuren zugeführt wurden, während vor allem Alkalien mobilisiert wurden.

Innerhalb der Korrelationsmatrix (siehe Tab. A 3 im Anhang) zeigt sich für die KUFM ein solcher Einfluß lediglich in den negativen Korrelationen mit SiO_2 , bzw. den positiven Korrelationen gegenüber Eisen.

Die nicht sehr deutlich ausgeprägten Korrelationen zwischen Eisen und Titan, und damit zu den Spurenelementen Cr, Nb, V und Y sind wohl Ausdruck einer Zufuhr dieser Elemente bei der Metasomatose, die jedoch aufgrund der räumlichen Abnahme des Einflusses nicht sehr einheitlich erfolgte.

Demgegenüber werden die nur angedeuteten Korrelationen von Al_2O_3 zu Natrium, Kalium, Rubidium, Strontium und Zirkonium als Aus-

druck der sedimentären Mineralogie (Tonminerale s.l.) gesehen.

Um eventuell vorhandene, aus der Korrelationsmatrix aber nicht deutlich erkennbare Zusammenhänge besser beurteilen zu können, wurde auch eine Faktorenanalyse durchgeführt. Sie bestätigt die oben ausgeführten Beobachtungen und zeigte zusätzlich, daß ein strenger Zusammenhang zwischen der Zufuhr einzelner Elementgruppen einerseits und der Abfuhr bzw. Mobilisation anderer Elemente bestand, der die Zusammenfassung in Faktoren bewirkte. Diese unterschiedliche Gruppierung von Elementen ist ein Effekt des Temperaturgefälles und der Tendenz der einzelnen Elemente, sich bei günstigen Bedingungen anzureichern oder in transportfähige Form überführt zu werden.

Diese Faktorenanalyse zeigt, daß TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO und S sowie die mit ihnen (in hohem Maße) positiv korrelierten Elemente zugeführt wurden, und daß je nach Temperatur vor allem Na_2O , K_2O , Rb mobilisiert wurden und SiO_2 verdünnt, eventuell aber ebenfalls mobilisiert wurde.

Eine zu Vergleichszwecken und zur Überprüfung der differierenden genetischen Vorstellungen der beiden Gesteine an den KUF - Proben durchgeführte Faktorenanalyse bestätigte den Unterschied in der Genese, der sich auch durch deutlich differierende Korrelationsbeziehungen einiger Elemente (siehe Tab. A 3 im Anhang) andeutete, durch die Extraktion anders zusammengesetzter Faktoren. Diese Faktoren sind sehr komplex zusammengesetzt und lassen sich wegen der vergleichbar starken Beteiligung einiger Hauptelemente an mehreren Faktoren nicht eindeutig interpretieren.

Es deutet sich jedoch an, daß die in der Korrelationsmatrix nur schwach ausgebildeten Elementbeziehungen zwischen Natrium, Aluminium und Eisen einerseits und Kalium, Aluminium, Magnesium und Eisen andererseits einen Teil der mineralogischen Zusammensetzung des ursprünglichen Sedimentes darstellen, der aus Tonmineralen und Hydroglimmern bestand und keine gemeinsame Quelle mit den Eisengehalten hat.

Eisen, Titan und Schwefel wurden offensichtlich durch tuffitisches Material in das Sediment eingebracht und verursachen ebenso wie die anderen zugemischten Elemente negative Korrelationskoeffizienten mit SiO_2 .

Die Korrelationen von Schwefel mit Kobalt und Nickel sprechen dafür, daß diese Elemente fast ausschließlich dem ursprünglichen Sediment zugeführt wurden, die Korrelationen von Kobalt mit Kupfer, Zink

und Kalzium machen jedoch eine hydrothermale Umverteilung dieser Elemente wahrscheinlich.

25. Geochemische Charakteristik der granatführenden Gneise

25.1 Abgrenzung zwischen GGNM und KUFM

Das Auftreten von Biotit war das nach lithologischen Gesichtspunkten ausgewählte Kriterium, um bei der Aufnahme der Bohrkern die Kummingtonit - Felse von den granatführenden Gneisen zu trennen. Demzufolge müssen die GGNM deutlich höhere Durchschnittsgehalte an K_2O zeigen als die KUFM. Um zu überprüfen, ob signifikante Unterschiede in den Durchschnittsgehalten sonstiger Elemente zu beobachten sind und ob sie im Sinne der metasomatischen Prozesse zu deuten sind, wurden für die Proben der beiden Gesteinsgruppen Tukey - Tests durchgeführt, deren Ergebnisse in Tabelle 25.1 zusammengestellt sind.

Es ist zu erwarten, daß der Einfluß des Mafits mit der Entfernung abnimmt (siehe Kap. 23) und die Ausbildung von " Schalen " des registrierbaren Einflusses verursachte, die für die einzelnen Elemente unterschiedlich weit vom Mafit entfernt enden und dadurch für die Unterschiede zwischen KUFM und GGNM verantwortlich sind. Es spielt dabei keine Rolle, ob eine Zufuhr oder eine Umlagerung erfolgte.

Unter diesem Aspekt erhält die Feststellung signifikanter Unterschiede in den durchschnittlichen Gehalten der beiden Gesteine (und darüber hinaus gegenüber den unbeeinflussten Gneisen) eine große Bedeutung. Höhere Gehalte in der KUFM beruhen entweder auf einer Zufuhr aus dem Mafit, sedimentären Unterschieden (diese dürften aber nicht so hoch sein, daß ein signifikanter Unterschied feststellbar ist) oder auf einer relativen Anreicherung durch die Mobilisation von anderen Bestandteilen. Diese höheren Elementgehalte müssen natürlich unter Berücksichtigung der beobachteten Abfuhr aus dem Mafit gesehen werden.

Höhere Gehalte in den Proben der GGNM können natürlich ebenfalls primäre sedimentäre Unterschiede darstellen, daneben jedoch vor allem eine Zufuhr aus dem Mafit. Auch innerhalb der Sedimente in der direkten Nachbarschaft des Kontaktes könnte bei einigen Elementen, deren Mobilisierbarkeit aufgrund des Wärmeflusses groß war, eine Umla-

Element	Tukey - Test		mod. Tukey - Test		G
	1	2	1	2	
SiO ₂	22	0.1%	35	0.1%	GGNM
TiO ₂ [§]	3	>5%	5	>5%	-
Al ₂ O ₃	10	5%	11	5%	KUFM
Fe ₂ O ₃ *	19	0.1%	22	0.1%	KUFM
MnO	4	>5%	7	>5%	-
MgO	14	0.1%	31	0.1%	KUFM
CaO	34	0.1%	38	0.1%	KUFM
Na ₂ O [§]	#	-	14	1%	GGNM
K ₂ O	28	0.1%	28	0.1%	GGNM
P ₂ O ₅	2	>5%	3	>5%	-
S	17	0.1%	22	0.1%	KUFM
Co	10	5%	14	1%	KUFM
Cr	7	>5%	18	0.1%	KUFM
Cu [§]	#	-	#	-	-
Nb	1	>5%	8	>5%	-
Ni [§]	20	0.1%	30	0.1%	KUFM
Rb	4	>5%	18	0.1%	GGNM
Sr [§]	#	-	#	-	-
V [§]	13	1%	15	1%	KUFM
Y	21	0.1%	25	0.1%	KUFM
Zn	11	1%	12	5%	GGNM
Zr	3	>5%	5	>5%	-

= Da der höchste und der niedrigste Wert der gleichen Probengruppe angehören, muß die Nullhypothese eines Unterschiedes zurückgewiesen werden.

1 = Wert der Tukey - Statistik

2 = Irrtumswahrscheinlichkeit für die Annahme der Nullhypothese

G = Gesteinsgruppe mit den höheren Durchschnittsgehalten

* = Gesamteisen als Fe₂O₃

§ = Eingeschränkte Aussagekraft, da unterschiedliche Verteilungen

Tabelle 25.1 : Überprüfung der unterschiedlichen Mittelwerte der KUFM (N = 30) und GGNM (N = 18) auf ihre statistische Sicherheit

gerung erfolgt sein, die auch in weiterer Entfernung zum Mafit eine Beeinflussung verursachte. Auch der umgekehrte Fall ist möglich, d.h. daß der thermische Einfluß des Mafits hier im Durchschnitt bereits so viel geringer war, daß eine deutlich geringere Abfuhr dieser Elemente erfolgte. Inwieweit diese Annahmen zutreffen, läßt sich beim Vergleich zwischen GGNM und GN (siehe Kap. 26.1) belegen.

Mit Hilfe der Tukey - Tests war zu ermitteln, daß GGNM gegenüber KUFM höhere Gehalte an SiO_2 , Na_2O , K_2O , Rb und Zn aufweist. Niedrigere Gehalte eines oder mehrerer Hauptelemente muß zwangsläufig durch höhere Gehalte anderer Elemente ausgeglichen werden. Die höheren SiO_2 - Gehalte sind deshalb als Ausdruck der insgesamt geringeren metasomatischen Zufuhren in dieser Gesteinsgruppe zu sehen. Darüber, ob in größerer Nähe zum Mafit auch SiO_2 durch heiße Lösungen abgeführt wurde, läßt sich nur spekulieren (siehe Kap. 23 und 24.2). Eine solche Interpretation wird jedoch durch die höheren Gehalte an Al_2O_3 in der KUFM unterstützt, die schwerlich auf eine Zufuhr oder ausschließlich auf sedimentäre Unterschiede zurückgeführt werden können.

Die höheren Zinkgehalte in der GGNM gegenüber KUFM, aber auch gegenüber GN (siehe unten), lassen nur die Interpretation zu, daß Zink im direkten Kontaktbereich des Mafits durch hydrothermale Lösungen mobilisiert und aufgrund des Temperaturgefälles wieder ausgefällt wurde. Zink aus dem Mafit und zinkreicheren Sedimentlagen wurde so zusammen mit den bereits vorhandenen Gehalten zu den erhöhten Durchschnittsgehalten angereichert. Diese Anreicherung erfolgte aber wahrscheinlich nicht ausschließlich als ZnS , wie die höheren Gehalte von Schwefel und Kobalt in der KUFM vermuten lassen und sich auch in der Korrelationsmatrix (siehe Tab. A 3 im Anhang) zeigt.

Die höheren Gehalte an Fe_2O_3 , MgO , CaO , S, Co, Ni, V und Y in den Proben der KUFM werden auf Zufuhren aus dem Mafit zurückgeführt, was durch den Vergleich von KUFM mit MIF sowie von GGNM mit GN bestätigt wird.

Überraschend sind die relativ hohen Chromgehalte in KUFM, die zwar möglicherweise z.T. aus dem Mafit stammen könnten (vergl. Tab. 18.1, 24.1 und 24.3.1), die aber höher sind als in GGNM, wo die Chromgehalte ihrerseits niedriger sind als in GN (siehe unten). Als Erklärung bietet sich an, daß in allen Sedimentschichten Chrom in vergleichbaren Gehalten vorlag. Durch die metasomatischen Prozesse wurden den Gesteinen in der Nachbarschaft des Mafits Kalzium und Magnesium neben

Eisen zugeführt und ermöglichten die Bildung von Amphibolen und Pyroxenen. In diesen Mineralen kann Chrom als dreiwertiges Kation eingebaut und so festgehalten werden. Wo das Angebot von MgO und CaO nicht mehr ausreichte um diese Minerale zu bilden (also im Grenzbereich KUFM / GGNM, wie aus den Tabellen 25.1 und 25.5 ersichtlich wird), kann Chrom von den hydrothermalen Lösungen abtransportiert werden. Es ergibt sich dadurch eine Zone der Chromanreicherung um den Mafit, deren Größe durch den Temperaturabfall kontrolliert wird.

Daß sich zwischen KUFM und GGNM mit dem Tukey - Test ebenso wenig ein Unterschied der Mittelwerte für Kupfer nachweisen läßt wie zwischen MIF und KUFM zeigt, daß Kupfer aus dem Mafit in die umliegenden Sedimente abgeführt wurde und daß die Aureole für dieses Element sehr groß ist. Allerdings scheint die Wiederanreicherung etwas ungleichmäßig erfolgt zu sein, wie die starken Schwankungen der Einzelwerte zeigen. Auch die Korrelation mit dem Gesamtschwefelgehalt ist nicht sehr hoch, sodaß ein relativ hoher primärer Eisensulfidgehalt der Sedimente angenommen werden muß oder eine syngenetische Kupferanreicherung in kleinen Bereichen. Beide Möglichkeiten wären durch eine hydrothermale Aktivität vor der Eruption des Mafits erklärbar (siehe Kapitel 27.1 und 29).

Etwas verwunderlich ist auch, daß Strontium in seinem Verhalten nicht dem Kalzium folgt, wie es aufgrund der ähnlichen Ionenradien eventuell zu erwarten wäre. Daraus könnte man schließen, daß entweder Strontium und Kalzium in solchen metasomatischen Prozessen aufgrund spezieller Bedingungen gänzlich unterschiedliches geochemisches Verhalten zeigen können, oder daß die beiden Elemente in unterschiedlichen (Mineral-) Phasen angereichert waren, die bei der hydrothermalen Aktivität unterschiedlich reagierten. Dadurch könnten die beiden Elemente zu unterschiedlichen Zeiten und damit unter veränderten Bedingungen in die Prozesse einbezogen worden sein. Eine weitere Möglichkeit besteht darin, daß CaO aus dem Mafit zugeführt wurde, zusammen mit Strontium wie es dem Mafit und seiner Zusammensetzung entsprach. Kalzium wurde dann durch die Bildung von geeigneten Mineralen gebunden (mit einem Teil des Strontiums), während gleichzeitig in einem weiter vom Mafit wegreichenden Bereich Strontium im sedimentären Material mobilisiert und umgelagert wurde. In den sterilen Gneisen ist Strontium in deutlich höheren Gehalten zu beobachten, was die Vorstellung von der Mobilisation des Strontiums unterstützt.

25.2. Unterschiede zwischen den beiden Fazien der granatführenden Gneise

In gleicher Weise wie bei den Kummingtonit - Felsen (siehe Kap. 24.2) erfolgte auch die Unterteilung zwischen den beiden Fazien von granatführenden Gneisen. Nur solche, die einen direkten Kontakt zu KUFM hatten, wurden als GGNM eingestuft. In der Tabelle 25.2 a wurden die arithmetischen Mittelwerte für alle 39 Proben beider Fazien und in den Tabellen 25.3 a und 25.4 a separat für die einzelnen Fazien aufgelistet. In all den Fällen, in denen mindestens in einer der Fazien die Verteilung eines Elementes besser durch eine logarithmische Normalverteilung zu beschreiben war, wurden auch die geometrischen Mittelwerte in den Tabellen 25.2 b, 25.3 b und 25.4 b aufgenommen.

Während die Entstehung der Mittelwerte bei den GGNM - Proben durch metasomatische Prozesse erklärt werden kann, muß für die GGN, ähnlich wie für die KUF, eine Mischung von sedimentärem Material mit Pyroklastika oder Abtragungsprodukten der Zusammensetzung des Mafits angenommen werden, um die relativ hohen Eisengehalte gegenüber den normalen Gneisen zu erklären (vergl. Abb. 26.7 b).

Beim Vergleich der beiden faziellen Ausbildungen zeigen sich in den Korrelationsbeziehungen Parallelen, aber auch Gegensätze (siehe Tab. A 3 im Anhang), die auf die sedimentären Minerale, ihre Mengenverhältnisse und deren metamorphe Umwandlung zurückzuführen sind. Daneben existieren in den Durchschnittsgehalten einiger Elemente signifikante Unterschiede, die weitere Rückschlüsse auf die Bildung von GGNM zulassen.

Mit einer nur 5 % - igen Irrtumswahrscheinlichkeit sind die Gehalte von Eisen und Kobalt in GGNM höher als in GGN. Vergleicht man die durchschnittlichen Co - Gehalte von GGNM und GN (siehe unten) und ferner diese mit den Gehalten der KUFM und MIF wird klar, daß die höheren Kobalt - Gehalte in GGNM auf eine Zufuhr aus dem Mafit zurückzuführen sind.

Auch die Unterschiede zwischen GGN und GGNM in ihren Gehalten von Natrium, Kalium, Chrom und Strontium lassen die Auswirkung der vom Mafit ausgehenden metasomatischen Beeinflussung erkennen. Die niedrigeren Gehalte dieser Elemente in GGNM gegenüber GGN, ebenso wie die höheren Gehalte von Natrium und Kalium gegenüber KUFM lassen eine schwächer werdende Abfuhr dieser Elemente mit der

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Schiefe
SiO ₂	58.30	5.98	42.45	65.90	10.25	-0.72
TiO ₂ §	0.83	0.77	0.15	2.80	92.56	1.38
Al ₂ O ₃	13.68	1.17	11.27	16.50	8.53	-0.30
Fe ₂ O ₃ *	15.00	4.10	7.73	25.32	27.31	0.54
MnO	0.10	0.05	0.03	0.25	52.50	0.88
MgO	5.39	1.97	2.63	9.94	36.52	0.52
CaO §	2.52	1.77	0.46	10.67	70.14	2.53
Na ₂ O	0.81	0.40	0.33	1.80	49.04	0.90
K ₂ O	1.61	0.79	0.51	4.15	49.22	1.04
P ₂ O ₅	0.22	0.07	0.10	0.46	31.29	1.00
S	1.01	0.84	0.08	3.70	83.12	0.72
Co	230	161	34	596	70.25	0.91
Cr	113	116	6	560	102.10	2.03
Cu §	1482	1727	33	8234	116.53	1.91
Nb §	6	5	0 [#]	18	81.19	1.01
Ni	51	46	10	219	89.72	2.02
Rb	29	14	0 [#]	66	47.96	0.41
Sr	55	28	13	133	55.22	1.18
V §	143	154	17	509	107.77	1.26
Y §	23	13	12	69	56.10	2.15
Zn	866	810	84	3895	93.52	1.92
Zr	161	43	52	291	27.03	-0.12

Tabelle 25.2 a : Populationsstatistische Angaben zu den granatführenden

Gneisen (N = 39, für S: N = 38; Cu,Zn: N = 37)

Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Schiefe
SiO ₂	58.10	6.09	47.75	65.72	10.49	-0.44
TiO ₂ §	0.90	0.85	0.27	2.80	95.73	1.15
Al ₂ O ₃	13.81	1.20	11.27	16.50	8.70	0.07
Fe ₂ O ₃ *	13.73	3.55	7.73	20.97	25.86	0.39
MnO	0.10	0.05	0.04	0.25	52.12	0.93
MgO	5.43	2.24	2.63	8.85	41.22	0.26
CaO	3.03	2.21	0.46	10.67	72.88	1.84
Na ₂ O	0.96	0.43	0.42	1.80	45.00	0.59
K ₂ O	1.92	0.86	0.51	4.15	44.97	0.82
P ₂ O ₅	0.23	0.08	0.13	0.46	34.35	1.24
S	1.05	0.96	0.10	3.70	91.42	0.73
Co	192	143	34	525	74.28	0.90
Cr	162	132	17	560	81.20	1.60
Cu §	1324	1474	33	4407	111.35	0.91
Nb §	6	5	0 [#]	16	82.64	0.97
Ni	60	59	12	219	97.52	1.40
Rb	33	14	10	66	42.61	0.43
Sr §	61	31	30	133	50.26	1.32
V §	162	172	36	509	106.23	0.97
Y §	24	16	12	69	66.89	1.79
Zn	895	962	112	3895	107.43	2.06
Zr	161	52	52	291	32.05	0.17

Tabelle 25.3 : Populationsstatistische Angaben zu den GGN (N = 21,
für S: N = 20; Cu,Zn: N = 19)
Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Schiefe
SiO ₂	58.54	6.00	42.45	65.90	10.26	-1.01
TiO ₂ §	0.76	0.68	0.15	2.47	89.80	1.52
Al ₂ O ₃	13.53	1.14	11.27	15.12	8.42	-0.83
Fe ₂ O ₃ *	16.49	4.28	9.25	25.32	25.96	0.46
MnO	0.10	0.05	0.03	0.19	54.32	0.72
MgO	5.35	1.66	3.09	9.94	31.08	1.06
CaO	1.94	0.76	0.57	3.57	39.23	0.15
Na ₂ O	0.65	0.29	0.33	1.26	44.37	0.83
K ₂ O	1.26	0.53	0.52	2.24	41.85	0.29
P ₂ O ₅	0.21	0.06	0.10	0.30	26.71	-0.50
S	0.97	0.71	0.08	2.50	73.22	0.46
Co	273	174	80	596	63.91	0.74
Cr	56	55	6	201	97.68	1.26
Cu §	1649	1989	163	8234	120.64	2.08
Nb	6	5	0 [#]	18	81.85	0.98
Ni	41	21	10	80	51.16	0.19
Rb	24	12	0 [#]	50	50.00	0.06
Sr	48	23	13	82	47.06	0.15
V §	122	132	17	449	109.09	1.52
Y	21	8	15	38	36.75	1.15
Zn	836	639	84	2284	76.47	0.70
Zr	161	33	69	194	20.60	-1.32

Tabelle 24.4 a : Populationsstatistische Angaben zu den GGNM -

Proben (N = 18)

Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

A				
Element	m	s _m	Schiefe	10 ^m
TiO ₂	-0.21812	0.32684	0.81	0.61
CaO	0.31576	0.28769	-0.44	2.07
Cu	2.85964	0.58752	-0.36	724
Nb	0.72950	0.27648	0.42	5
Sr	1.69127	0.21350	-0.18	49
V	1.94783	0.40971	0.67	89
Y	1.30722	0.18425	1.23	20

B				
Element	m	s _m	Schiefe	10 ^m
TiO ₂	-0.19685	0.34459	0.84	0.64
CaO	0.37309	0.33959	-0.66	2.36
Cu	2.74189	0.67341	-0.23	552
Nb	0.71691	0.28655	0.40	5
Sr	1.74369	0.18368	0.84	55
V	1.98493	0.43728	0.62	97
Y	1.30938	0.21872	1.16	20

C				
Element	m	s _m	Schiefe	10 ^m
TiO ₂	-0.24295	0.31286	0.63	0.57
CaO	0.24887	0.20135	-0.85	1.77
Cu	2.98393	0.46793	0.07	964
Nb	0.74445	0.27226	0.42	6
Sr	1.63011	0.23417	-0.48	43
V	1.90455	0.38285	0.60	80
Y	1.30471	0.13997	0.84	20

Tabellen 25.2 b, 25.3 b und 25.4 b : Geometrische Mittelwerte

A = GGN + GGNM

B = GGN

C = GGNM

Element	Tukey - Test		mod. Tukey - Test		G
	1	2	1	2	
SiO ₂	#	-	4	>5%	-
TiO ₂	3	>5%	3	>5%	-
Al ₂ O ₃ *	2	>5%	5	>5%	-
Fe ₂ O ₃ *	5	>5%	11	5%	GGNM
MnO	2	>5%	3	>5%	-
MgO	6	>5%	6	>5%	-
CaO	#	-	#	-	-
Na ₂ O	9	5%	11	5%	GGN
K ₂ O	#	-	12	5%	GGN
P ₂ O ₅	4	>5%	6	>5%	-
S	2	>5%	4	>5%	-
Co	9	5%	10	5%	GGNM
Cr	9	5%	13	1%	GGN
Cu	4	>5%	5	>5%	-
Nb [§]	#	-	3	>5%	-
Ni	6	>5%	7	>5%	-
Rb	5	>5%	9	>5%	-
Sr [§]	8	5%	10	5%	GGN
V	4	>5%	5	>5%	-
Y [§]	#	-	#	-	-
Zn	4	>5%	4	>5%	-
Zr	#	-	6	>5%	-

= Da der höchste und der niedrigste Wert der gleichen Probengruppe angehören, muß die Nullhypothese eines Unterschiedes zurückgewiesen werden.

1 = Wert der Tukey - Statistik

2 = Irrtumswahrscheinlichkeit für die Annahme der Nullhypothese

G = Gesteinsgruppe mit den höheren Durchschnittsgehalten

* = Gesamteisen als Fe₂O₃

§ = Eingeschränkte Aussagekraft, da unterschiedliche Verteilungen

Tabelle 25.5 : Überprüfung der unterschiedlichen Mittelwerte der GGN- (N = 21) und GGNM - Proben (N = 18) auf ihre statistische Sicherheit

Entfernung zum Mafit erkennen, die sich auch beim Vergleich mit GN zeigt.

Chrom und Strontium sind in ihren Gehalten in der GGNM niedriger als in den GGN - Proben, was in guter Übereinstimmung mit den obigen Ausführungen steht und für eine Verarmung von GGNM an diesen Elementen spricht.

26. Geochemische Charakteristik der Gneise (± Skarnlagen)

Innerhalb der für Analysen entnommenen Bohrkernbereiche von Gneisen waren immer wieder Partien zu erkennen, in denen Cordierit oder Lagen von hellgrünen Skarnmineralen (Diopsid und vorwiegend Tremolit) auftraten. Da bereits bei der Aufnahme der Bohrkerne ein Zusammenhang zwischen den Gehalten an Skarnminerallagen und Sulfidgehalten andeutungsweise erkennbar war, wurden auch einige Proben, die makroskopisch keinen Tremolit erkennen ließen, entnommen. Diese Proben sollten Aufschluß über die Zusammensetzung der Gneise geben wie sie ohne bzw. vor der Zufuhr von Erzmعادallen bestand.

Um die Zusammensetzung der Gneisproben in groben Zügen überprüfen zu können, wurden sie alle mit Hilfe des Röntgendiffraktometers bearbeitet. Die Ergebnisse dieser Überprüfung dienten als Grundlage für eine Gruppierung der Gneisproben. Alle Proben, in denen weder Diopsid noch Tremolit, Chlorit oder Cordierit zu beobachten waren, wurden in einer Gruppe zusammengefaßt und als " sterile Gneise " (GN) bezeichnet. Sie dient als Bezugspunkt (Nullpunkt) für alle metasomatischen oder hydrothermalen Prozesse, die das sedimentäre Material betreffen. Alle anderen Gruppen von Gneisen sollten aus den GN ableitbar sein.

Die GN - Proben können natürlich nicht als Hinweis auf die Untergrundwerte der Spurenelementgehalte dienen, da sie zu nahe an den Vererzungen genommen wurden und die Gefahr einer Beeinflussung zu groß ist.

Nach der mineralogischen Zusammensetzung, die als Folge hydrothermalen Prozesse angesehen wird (siehe unten) wurden neben den GN noch cordierit- und chlorithaltige Gneise (CGN, siehe Kap. 26.3) und skarnlagenhaltige Gneise (SKGN, siehe Kap. 26.4) unterschieden. Die in den Gneisen eingeschalteten Lagen mit besonders hohem Anteil an Skarn-

mineralen und Sulfiden werden in den Kapiteln 27 bzw. 28 ausführlich diskutiert.

26.1. Abgrenzung zwischen GGNM und GN

Bei der vergleichenden Betrachtung von GGNM und GN wird deutlich, welche Elemente eine so große Aureole um den Mafit bilden konnten, daß sie für die geochemischen Unterschiede zwischen den beiden Gesteinen, und damit für die mineralogischen Unterschiede, verantwortlich sind. In Tab. 26.1 sind die Ergebnisse der Tukey - Test aufgelistet, die zeigen, daß Eisen, Mangan, Kobalt, Kupfer, Yttrium, Zink und Zirkonium in den Proben der GGNM mit ausreichender statistischen Sicherheit durchschnittlich höhere Gehalte aufweisen. Für alle diese Elemente sollte also, besonders unter Berücksichtigung der Unterschiede zu KUFM und MIF eine Zufuhr aus dem Mafit angenommen werden. Lediglich für das Zirkonium muß diese Aussage etwas eingeschränkt werden, obwohl zweifelsfrei der Durchschnittsgehalt in den GGNM - Proben höher liegt.

Zirkonium sollte bei der hydrothermalen Umwandlung und den Zu- und Abfuhr durch den Einfluß des Mafits relativ immobil sein. Aus diesem Grunde wurde es auch bei der Umwandlung des Mafits als eines der immobil Elemente betrachtet (siehe Kap. 15.3, 15.4). Aus den Tabellen 23.1 - 23.4 im Zusammenhang mit den Profilen zur Darstellung der metasomatischen Einflüsse war aber ersichtlich, daß das Zr / Al_2O_3 - Verhältnis der Gesteine in hohem Maße schwankte und damit zum Ausdruck brachte, daß kein einheitliches Ausgangsgestein vorlag. Auch diese Interpretation geschah unter der Annahme, daß beide Elemente diesen metasomatischen Prozessen gegenüber weitgehend immobil sind. Sollte eines der beiden jedoch Veränderungen unterworfen worden sein, sollte sich eine etwas systematischere Änderung des Verhältnisses mit dem Abstand zum Mafit ergeben. Wenn aber die Verhältnisse in den Ausgangsgesteinen so stark schwanken und sich in den durchschnittlichen Gehalten der Gesteine keine signifikanten Unterschiede ergaben, solche Unterschiede aber beim Vergleich zwischen GGNM und GN auftreten, zusammen mit einem signifikanten Unterschied bei Zr, bleibt als Erklärung nur, daß sich durch die relativ kleinen Probenmengen mehr oder weniger zufällig ein Unterschied ergibt. Verursacht wird er durch differierende

Element	Tukey - Test		mod. Tukey - Test		G
	1	2	1	2	
SiO ₂	#	-	7	>5%	-
TiO ₂ §	#	-	4	>5%	-
Al ₂ O ₃	9	5%	11	5%	GN
Fe ₂ O ₃ * §	11	1%	24	0.1%	GGNM
MnO	4	>5%	12	5%	GGNM
MgO	4	>5%	4	>5%	-
CaO	5	>5%	6	>5%	-
Na ₂ O	#	-	29	0.1%	GN
K ₂ O	15	0.1%	20	0.1%	GN
P ₂ O ₅	2	>5%	3	>5%	-
S §	#	-	3	>5%	-
Co §	#	-	22	0.1%	GGNM
Cr §	7	5%	9	>5%	(GN)
Cu §	16	0.1%	22	0.1%	GGNM
Nb	#	-	#	-	-
Ni §	3	>5%	4	>5%	-
Rb §	12	1%	17	0.1%	GN
Sr	11	1%	21	0.1%	GN
V §	#	-	5	>5%	-
Y	14	0.1%	16	0.1%	GGNM
Zn §	9	5%	15	1%	GGNM
Zr	7	5%	10	5%	GGNM

= Da der höchste und der niedrigste Wert der gleichen Probengruppe angehören, muß die Nullhypothese eines Unterschiedes zurückgewiesen werden.

1 = Wert der Tukey - Statistik

2 = Irrtumswahrscheinlichkeit für die Annahme der Nullhypothese

G = Gesteinsgruppe mit den höheren Durchschnittsgehalten

* = Gesamteisen als Fe₂O₃

§ = Eingeschränkte Aussagekraft, da eventuell unterschiedliche Verteilungen

Tabelle 26.1 : Überprüfung der unterschiedlichen Mittelwerte der GGNM- (N = 18) und GN - Proben (N = 13) auf ihre statistische Sicherheit

Ausgangsgesteine mit unterschiedlichem Tonmineralgehalt und gleichzeitig unterschiedlichem Anteil an detritogenem Zirkon.

Für alle Elemente, bei denen die GN - Proben höhere Durchschnittswerte aufweisen als GGNM, muß mit einer Verarmung der GGNM gerechnet werden. Eine solche Verarmung kann als Folge der thermischen Mobilisation gesehen werden und bedeutet, daß die vom Mafit aus mit der Entfernung ansteigenden Gehalte an Na_2O , K_2O , Rb, Sr und Cr (siehe oben) eine Folge des abnehmenden Einflusses und der geringeren Temperatur sind und nicht durch eine Zufuhr aus dem Mafit verursacht werden, die erst in größerer Entfernung zum Tragen kommt.

26.2. Sterile Gneise (GN)

Nur dreizehn aller analysierten Gneisproben enthielten Diopsid, Tremolit, Cordierit oder Chlorit in so geringen Mengen, daß sie an bzw. unter der Grenze zur Nachweisbarkeit durch die Röntgendiffraktometrie lagen. Es wird deshalb angenommen, daß sie der chemischen Zusammensetzung des unbeeinflussten sedimentären Materials am nächsten kommen. Obwohl sie räumlich ziemlich weit vom Mafit und den damit verknüpften Vorgängen entfernt liegen, kann auch für diese Proben nicht vollständig ausgeschlossen werden, daß auch sie entweder durch zirkulierende Lösungen ausgelugt wurden, oder eine Beeinflussung durch in geringer Entfernung austretende Hydrothermen erfahren haben. Anders wäre wohl kaum mit dem Verhältnis von durchschnittlich ca. 1.3 zwischen Co und Ni zu rechnen (vergl. DAVIDSON 1962). Eine Interpretation kann deshalb nur mit Vorbehalt und stets unter Berücksichtigung der Tatsache erfolgen, daß diese Proben dem Ausgangsmaterial, besonders in leichter mobilisierbaren Spuren, nicht zwangsläufig entsprechen.

Die durchschnittliche Zusammensetzung mit Angaben über den Variationsbereich in dieser Gesteinsgruppe ist in der Tabelle 26.2 zusammengestellt. Sowohl im Gehalt an Al_2O_3 , als auch in Natrium und Kalium ergeben sich starke Schwankungen, was Unterschiede im sedimentierten Material erwarten läßt (siehe Kap. 26.2.1).

Betrachtet man die Korrelationsmatrix dieser Gesteinsgruppe (siehe Tab. A 3 im Anhang), so fällt auf, daß SiO_2 mit allen Elementen außer Na_2O , Sr und Zr negative Korrelationen von z.T. hoher Signifikanz

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Schief
SiO ₂	61.75	9.62	34.72	70.60	15.58	-1.64
TiO ₂	0.55	0.38	0.27	1.40	66.73	1.50
Al ₂ O ₃	15.25	2.27	12.80	21.74	14.89	1.60
Fe ₂ O ₃ *	6.80	6.17	2.62	24.82	90.73	1.89
MnO	0.06	0.03	0.03	0.15	53.84	2.19
MgO	4.68	2.06	2.13	8.66	44.05	0.67
CaO	2.31	1.38	1.39	6.29	59.95	1.80
Na ₂ O	2.99	1.49	0.21	5.80	49.91	-0.08
K ₂ O	2.47	0.86	1.27	4.57	35.04	0.92
P ₂ O ₅	0.17	0.06	0.09	0.28	34.76	0.49
S	0.88	1.65	0.03	6.00	187.52	2.32
Co	117	273	9	1016	233.54	2.70
Cr	162	213	19	810	131.22	2.09
Cu	221	365	8	1262	164.74	1.81
Nb	5	3	2	14	65.04	1.68
Ni	50	49	11	191	97.70	1.74
Rb	51	24	20	113	48.24	1.21
Sr	122	51	19	187	41.67	0.70
V	105	99	29	303	94.54	1.00
Y	12	7	5	29	54.20	1.33
Zn	226	241	75	959	106.37	2.14
Zr	135	39	48	177	28.63	-0.87

Tabelle 26.2 a : Populationsstatistische Angaben zu den GN - Proben
(N = 13)

Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

aufweist. Diese negativen Korrelationen stehen für die Mischung von SiO_2 (z.T. als Quarz) mit anderen Mineralphasen. Auffallend ist, daß sich Natrium und Kalium offensichtlich gegenseitig ausschließen, wie die gegenüber den meisten anderen Elementen entgegengesetzten Vorzeichen des Korrelationskoeffizienten und dessen Betrag zum Ausdruck bringen.

Element	m	s_m	Schiefe	10^m
Fe_2O_3 *	0.72575	0.28888	0.92	5.32
S	-0.49174	0.60879	0.37	0.32
Co	1.57130	0.57259	1.06	37
Cr	1.96563	0.46804	0.31	92
Cu	1.87837	0.65585	0.42	76
Nb	0.63040	0.22662	0.73	4
Ni	1.54875	0.35328	0.52	35
Rb	1.66480	0.19332	0.17	46
V	1.86596	0.36491	0.61	73
Zn	2.22086	0.31677	0.98	166

Tabelle 26.2 b : Geometrische Mittelwerte einiger Elementgehalte
in den GN (N = 13), die eventuell besser durch eine
logarithmische Normalverteilung zu kennzeichnen sind.

Da sich auch keine ausgeprägte Korrelation zwischen SiO_2 und Al_2O_3 ergibt, aber eine ausgeprägte zwischen CaO und Al_2O_3 , muß vermutet werden, daß Ca - Al - reiche Minerale in das Sediment eingebracht wurden, d.h. vermutlich anorthitreiche Plagioklase, eventuell auch Hornblenden. Aufgrund des Silizium - Gehaltes der Plagioklase ergibt sich eine nur geringe Verdünnung des Quarzes, woraus eine nur schwache negative Korrelation zu CaO resultiert. Aus dem gleichen Liefergestein des detritischen Materials sind auch die Gehalte aller anderen, mit SiO_2 negativ korrelierten Elemente anzunehmen. Diese gemeinsame Herkunft schlägt sich in vielen deutlichen Interelement - Korrelationen nieder

(siehe Tab. A 3 im Anhang).

Demnach scheint Kalium zu einem großen Teil aus der gleichen Lieferquelle zu stammen wie CaO (siehe aber unten) und eventuell als Hydroglimmer transportiert worden sein, wie sich aus den allerdings kaum signifikant ausgebildeten Korrelationen zeigt (siehe auch Kap. 26.2.1). Als Liefergestein für die Sedimentation des CaO und aller anderen, mit SiO₂ negativ korrelierten Elemente, muß aufgrund der Durchschnittsgehalte der GN - Proben und der Korrelationsbeziehungen von Eisen, Titan, Magnesium, Schwefel, Kobalt, Kupfer, Nickel, Vanadium u.a. möglicherweise ein basischer Vulkanit mit relativ hohen Kalium - Gehalten, hohen Eisengehalten, und auch mit erhöhten Anteilen an chalkophilen Elementen, aber geringen Sr - Gehalten angenommen werden. Diese geringen Sr - Gehalte im Ausgangsgestein bewirkten bei der im Durchschnitt relativ geringen Zufuhr von mafischem Detritus eine nur geringe Beeinflussung des Sr - Gehaltes im sedimentierten Material und damit der Korrelationen zwischen SiO₂ und Sr bzw. Na₂O und Sr.

Die mutmaßlich hohen Eisengehalte des Liefergesteins und die im Durchschnitt unter Berücksichtigung der hohen SiO₂ - Anteile recht hohen Gehalte an Kupfer, Kobalt und Schwefel im Gneis, sowie die ausgeprägten Korrelationen dieser Elemente untereinander, legen die Vermutung nahe, daß das Ausgangsmaterial für die Lieferung dieser Elemente eventuell ein mafischer Magmatit war, wie er einer früheren Entwicklungsstufe des Mafits von Riihilahti entsprochen haben könnte oder um einen der, im Präkambrium recht häufigen, eisenreichen Basalte. Im Einklang wären in beiden Fällen auch die guten Korrelationen des Phosphors mit den " mafischen Elementen ", aber kaum die hohen Kaliumgehalte.

Deshalb muß eine weitere Quelle für Kalium angenommen werden, die zusammen mit der für Co und Schwefel zu suchen sein sollte, wie die hohen Korrelationskoeffizienten von 0.79 bzw. 0.84 zeigen. Eine zweite Quelle für Kalium deutet sich auch in den nur undeutlich ausgeprägten Korrelationen von K₂O zu anderen, aus einem Mafit abzuleitenden Elementen wie TiO₂ u.a. an.

Wie die stark schwankenden und z.T. sehr hohen Schwefelgehalte nahelegen, kann nicht ausgeschlossen werden, daß auch diese Gesteine z.T. durch hydrothermale Zufuhren beeinflusst und überprägt wurden. Durch eine Zufuhr hydrothermal mobilisierten Eisens zusammen mit Schwefel wäre eine Verschlechterung der Fe₂O₃ / TiO₂ - Korrelation erklärbar die geringer ist als die zwischen MgO / TiO₂, aber aufgrund

mineralogischer Überlegungen (gemeinsames Auftreten in Ilmenit bzw. Titanomagnetit) besser sein sollte.

Als zweites Liefergebiet bzw. Ausgangsgestein für den Detritus der Sedimentation müssen siliziumreiche, natriumreiche Gesteine angenommen werden, in denen Na_2O in Mineralen gebunden war, die weniger Al_2O_3 enthielten als die CaO - reichen Minerale, an die aber die Natriumgehalte fast ausschließlich gebunden waren, wie die hohen Korrelation zwischen Na_2O und SiO_2 ($r = 0.82$) zeigt. Albitreiche Plagioklase sind die wahrscheinlichsten detritischen Minerale, die diese Anforderungen erfüllen und sind durch die Abtragung saurer Gesteine wie Granite oder Granodiorite zu erwarten. In diesen Plagioklasen muß auch ein Hauptlieferant für Sr gesehen werden, wie sich aus den Korrelationskoeffizienten gegenüber SiO_2 ($r = 0.67$) und Na_2O ($r = 0.73$) zeigt. Eine stark ausgeprägte Korrelation zwischen Na_2O und Sr wurde z.B. auch von norwegischen Paragneisen beschrieben (BEESON 1975).

Für die Herkunft der Zr - Gehalte in diesen Sedimenten gibt es grundsätzlich zwei unterschiedliche Möglichkeiten. Zr wurde entweder detritisch in Form von Zirkon in das Sediment eingebracht, oder aber es war (adsorptiv ?) an Phyllosilikate gebunden. Die schwach positive Korrelation zwischen Zr und SiO_2 ($r = 0.27$) einerseits und die negativen Korrelationen zu Al_2O_3 ($r = - 0.66$) und CaO ($r = - 0.85$) andererseits zeigen, daß das Zr nicht aus der gleichen Quelle stammt wie das CaO , d.h. daß es nicht durch die Abtragung basischer Magmatite in das Sediment eingebracht wurde, aber auch nicht adsorptiv an Tonminerale gebunden oder in Plagioklase eingebaut war. Auch in den Plagioklasen aus dem sauren Liefergestein kann Zr nicht in großem Maße eingebaut gewesen sein und deshalb auch nicht für die Zr - Gehalte verantwortlich sein, wie der Korrelationskoeffizient zu Na_2O ($r = 0.05$) deutlich zeigt. Zirkonium wurde also als detritogener Zirkon, der aus der Abtragung siliziumreicher Gesteine stammt, in das Sediment eingebracht.

Liefergebiete, für die diese, aufgrund der Elementbeziehungen angenommen und oben ausgeführten Charakterisierungen näherungsweise zutreffen, bestehen in den prävekokarelidischen Gesteinen, die aus sauren Gneisen (mit vorwiegend Plagioklas (An_{10-50}), Quarz, Kalifeldspat und Biotit) und in geringeren Mengen aus Amphiboliten bestehen (mit Hornblende, Plagioklas (An_{30-50}) und Biotit) (HUHMA 1975, 1976).

26.2.1. Klassifikation der GN - Proben nach geochemischen Gesichtspunkten

Daß es sich bei den Gneisen in der Umgebung des Erzvorkommens von Riihilahti um Meta - Sedimente handelt, steht wohl ebenso außer Frage wie die Tatsache, daß diese Sedimente eine uneinheitliche chemische Zusammensetzung aufweisen, die auf Unterschiede des sedimentierten Materials zurückzuführen sind.

Im metamorphisierten Zustand ist mit petrographischen Mitteln selbstverständlich kaum rekonstruierbar, um welche Art von Sedimenten es sich gehandelt haben könnte, da auch hier wieder die geringen Einblicke in den Aufbau dieser Metasedimente durch die dünnen Bohrkern selbst die Erkennung eines Metakonglomerates äußerst schwierig machen würde. Ob es sich bei diesen Sedimenten um Arkosen, Sandsteine, Siltsteine, Grauwacken oder Mergel gehandelt haben könnte, ist offen und hängt von den Bedingungen im Ablagerungsraum, der Entfernung zum Festland und den dort herrschenden Verwitterungsvorgängen ab (vergl. LELONG et al 1976 u.a.). Eine fundierte Aussage zur Frage des Ausgangsmaterials ist deshalb einzig aufgrund geochemischer Daten und dem Vergleich mit Analysenangaben in der Literatur möglich (z.B. CAMERON & GARRELS 1980, ENGLUND & JØRGENSEN 1973, PETTIJOHN 1975).

Hierbei muß allerdings mehr Wert auf den Hauptelement - Chemismus gelegt werden als auf die Spurenelemente, da diese durch die mineralogische Zusammensetzung (z.B. durch die Adsorption an Tonminerale), das Ausgangsmaterial, den Verwitterungstyp, die physiko - chemischen Bedingungen im Meerwasser usw. zu leicht beeinflußt werden können (z.B. ADAMCHUCK et al 1979, LELONG et al 1976).

Übersichtlichere Zusammenfassungen dieser " Vergleichsanalysen " stellen Diskriminations - Funktionen (z.B. COOMBS 1965, SHAW 1972) und Diskriminations - Darstellungen dar (z.B. DAVOINE 1969, DE LA ROCHE 1968, 1974, GUITARD 1970, KÖHLER & RAAZ 1951, LEAKE 1969, MOINE & DE LA ROCHE 1968, VAN DE KAMP et al 1976, WEISBROD 1969 u.a.), die Entscheidungshilfen für die Fragestellung liefern, ob es sich um Ortho- oder Paragesteine handelt. Diese Arbeiten geben, ebenso wie z.B. DE LA ROCHE (1965, 1968) und MIDDLETON (1960) Kriterien an die Hand, mit denen eine weitere Zuordnung zum Typ des Sedimentes möglich ist.

Ebenso wie bei den Gneisen ergibt sich auch bei Amphiboliten häufig die Fragestellung, ob das prämetamorphe Ausgangsmaterial sedimentär oder vulkanogen war. Es gibt auch für diese Fragestellung eine Vielzahl von Veröffentlichungen, die sich z.T. mit der für Gneise überschneiden (vergl. Kap. 30).

Aber auch der Vergleich mit diesen Kriterien ist nicht ohne Fehlermöglichkeiten, da die gerichtete Entwicklung der Erde durch die Ausbildung einer oxidierenden Atmosphäre, Pflanzenwuchs auf dem Festland, die Veränderung der Durchschnitts - Zusammensetzung der Kontinente, deren Verdickung, die Differentiation zwischen Mantel und Kruste, der Einfluß plattentektonischer Vorgänge usw. sich auch in der chemischen Zusammensetzung der Abtragungsprodukte und damit der Sedimente niederschlägt (vergl. NAQVI 1979, DE LA ROCHE 1965, RONOVI 1972, SCHWAB 1978, VEIZER 1976).

Für die Gesteine von Riihilahti ist mit hoher Wahrscheinlichkeit eine Entstehung während des frühen Proterozoikums aus archaischen Gneisen anzunehmen (vergl. Kap. 3.1, 26.2), d.h. der Chemismus dieser Gneise ist für alle Überprüfungen auf das Ausgangsmaterial zu berücksichtigen, besonders dann, wenn grauackonähnliches Material sedimentiert wurde. Da das präsvetokarelidische Grundgebirge bereits metamorphisiert war (BOWEN 1976 a, b, 1980), handelt es sich bei dem hier vorliegenden sedimentierten Material zum Teil sicherlich um wiederaufgearbeitetes metasedimentäres Material, das anschließend wieder metamorph überprägt wurde.

Der Vergleich der Durchschnittszusammensetzung der Gneise in Riihilahti mit Literaturdaten kann zu Fehlern in der Interpretation führen, wenn, wie im vorliegenden Fall, eine nur geringe Anzahl von Proben für einen Vergleich zur Verfügung steht, wenn die Streuungen der Elementgehalte sehr hoch sind und demzufolge nicht sichergestellt ist, daß die analysierten Proben tatsächlich repräsentativ sind. Mittelwerte können zwar übereinstimmen, die Variationsbereiche aber sehr weit auseinanderliegen, d.h. es muß für jede spezielle Probe überprüft werden, ob sich Aussagen über das prämetamorphe Ausgangsgestein machen lassen.

Für die " sterilen " Gneise wurde (zusammen mit einigen weiteren Probengruppen zu Vergleichszwecken) anhand einiger ausgewählter Diskriminationsverfahren und Kriterien die Überprüfung ihrer Genese vorgenommen. Da nicht alle in der Literatur vorgestellten Verfahren dargestellt werden können, erfolgte die Auswahl willkürlich unter all jenen, de-

ren Aussagekraft nicht stark eingeschränkt ist (vergl. ROBINSON & LEAKE 1975, SHAW 1972). Auch die Diskriminationsfunktion von SHAW (1972) wurde überprüft, obwohl sie sich als nicht sehr verlässlich erwies (VAN DE KAMP et al 1976).

Bei allen untersuchten Proben wurde angenommen , daß die Metamorphose dieser Gesteine im Bezug auf die Hauptelemente isochemisch verlief (MEHNERT 1969, SIGHINOLFI & GORGONI 1978 u.a.), auch wenn andere Autoren (z.B. TANNER & MILLER 1980) eine Mobilisierbarkeit des Natriums und Kaliums beschreiben.

Zur Bestätigung der sedimentären Entstehung der Gneise wurde für alle Gneise, Skarne und die Granit - Proben aus Riihilahti DF nach SHAW (1972) gemäß der Formel:

$$DF = 10.44 - 0.21 \text{ SiO}_2 - 0.32 \text{ Fe}_2\text{O}_3^* - 0.98 \text{ MgO} + 0.55 \text{ CaO} + 1.46 \text{ Na}_2\text{O} + 0.54 \text{ K}_2\text{O} \quad (* = \text{Gesamteisen})$$

berechnet.

Nicht alle Proben mutmaßlich metasedimentären Ursprungs erfüllen die Voraussetzungen für die Überprüfung mit dieser Diskriminationsfunktion (siehe SHAW 1972, Tabelle 7), aber selbst die Proben aus der Gruppe der GN, bei denen die MgO - Gehalte über 6 % liegen (Probe Nr. 6793), die Aluminium- und Kalzium - Gehalte zu hoch sind (Probe Nr. 6792) und die SiO₂ - Gehalte zu nieder liegen bei gleichzeitig zu hohen MgO - Gehalten (Probe B 8644, eine sehr biotitreiche Probe), wurden nach DF als Metasedimente klassifiziert. Dagegen werden zwei weitere Proben (B 8673 und B 8765) als Orthogneise eingeordnet (siehe unten). Auch die meisten der anderen Gneise und Skarne, die z.T. deutlich außerhalb der Grenzen von SHAW (1972) liegen und mit Sicherheit einer hydrothermalen Überprägung ihre chemische Zusammensetzung verdanken, zeigen negative Werte für DF und damit ihre sedimentäre Entstehung. Die Erfahrungen falscher Zuordnungen von VAN DE KAMP et al (1976) können also in dieser Form nicht bestätigt werden. Allerdings muß gesagt werden, daß nur eine der drei " Granit " - Proben als magmatogen eingestuft wurde.

Die Erkennbarkeit von Sedimenten aufgrund DF scheint also gegenüber einer hydrothermalen Zufuhr von MgO, CaO u.a. bzw. einer Mischung von basischem Detritus (was einem gemischten Liefergebiet entspricht) und damit einem Überschreiten der Grenzwerte wesentlich weniger empfindlich zu sein als gegenüber einer Sedimentation aufgrund

überwiegend mechanischer Verwitterung eines Liefergebietes mit hohem Anteil an sauren Magmatiten bzw. Orthogneisen. Solche mechanischen Abtragungsprodukte (Grauwacken und Arkosen) behalten natürlich ihre geochemische Charakteristik weitgehend bei und werden dann, obwohl umgelagert, als Magmatite eingestuft.

VAN DE KAMP et al (1976) schlugen als sicheres Erkennungsmerkmal von Meta - Sedimenten die Überprüfung der Gehalte von Nickel, Chrom und Zirkonium vor. Da jedoch auch bei den GN - Proben eine hydrothermale Aktivität nicht ausgeschlossen werden kann (siehe oben und Kap. 29.6), müssen die Elemente Nickel und Chrom, die durch hydrothermale Prozesse relativ leicht zu mobilisieren sind, unberücksichtigt bleiben. Somit sind nur die Korrelationen zwischen Zr bzw. **mg** und **si** (Niggli - Werte: siehe BURRI 1959) als Kriterien zur Erkennung des prämetamorphen Charakters der Gneise verwendbar. Die Probe B 8644 wurde bei diesen Betrachtungen ausgeschlossen, da für sie eine Entstehung durch Metamorphose eines sauren Magmatites unmöglich ist. Es ergibt sich für die Darstellung **mg** - **si** zwar keine sehr klare Korrelation ($r = -0.50$), aus der Abbildung 26.1 läßt sich aus der Lage der darstellenden Punkte jedoch klar der Trend erkennen, daß diese beiden Kenngrößen in der vorliegenden Probengruppe negativ korreliert sind und somit nach VAN DE KAMP et al (1976) für eine magmatogene Entstehung dieser Gneise sprechen. Beim Auftragen von Zr gegen **si** dagegen ergibt sich ein Trend zur positiven Korrelation ($r = 0.70$), der nach der gleichen Quelle als Zeichen für eine sedimentäre Entstehung der Gneise spricht. Diese Beobachtungen lassen sich an den SKGN- und SK - Proben + bestätigen, aber nicht an den CGN - Proben (siehe Abb. 26.2).

Abgesehen davon, daß die diagnostische Wirksamkeit dieser Darstellungen offensichtlich stark beschränkt ist, ergibt sich als weiterer Nachteil, daß hier nur der allgemeine Trend einer Probengruppe erkennbar ist und die besonders bei inhomogenen Gesteinsabfolgen wichtige Frage nach der Genese einer einzelnen Probe (Gesteinseinheit) nicht zu beantworten ist. Der Diskriminationsvorschlag von VAN DE KAMP et al (1976) erscheint aufgrund der hier überprüften (kleinen) Datengruppe als nicht empfehlenswert.

Praxisgerechter, da effizienter erscheinen die Dreiecks - Darstellungen, wie sie von DE LA ROCHE (1965) vorgeschlagen wurden, da sie gleichzeitig mit der Frage nach sedimentärem oder vulkanogenem Ausgangsmaterial weitergehende Rückschlüsse auf das genauere prämetamor-



- O STERILE GNEISE (GN)
 Δ CORDIERITHALTIGE GNEISE (CGN)
 + SKÄRLAGENHALTIGE GNEISE (SKGN)
 X SKARNE (SK)

Abbildung 26.1 : Lage der darstellenden Punkte in der Diskriminationsdarstellung nach VAN DE KAMP et al (1976)

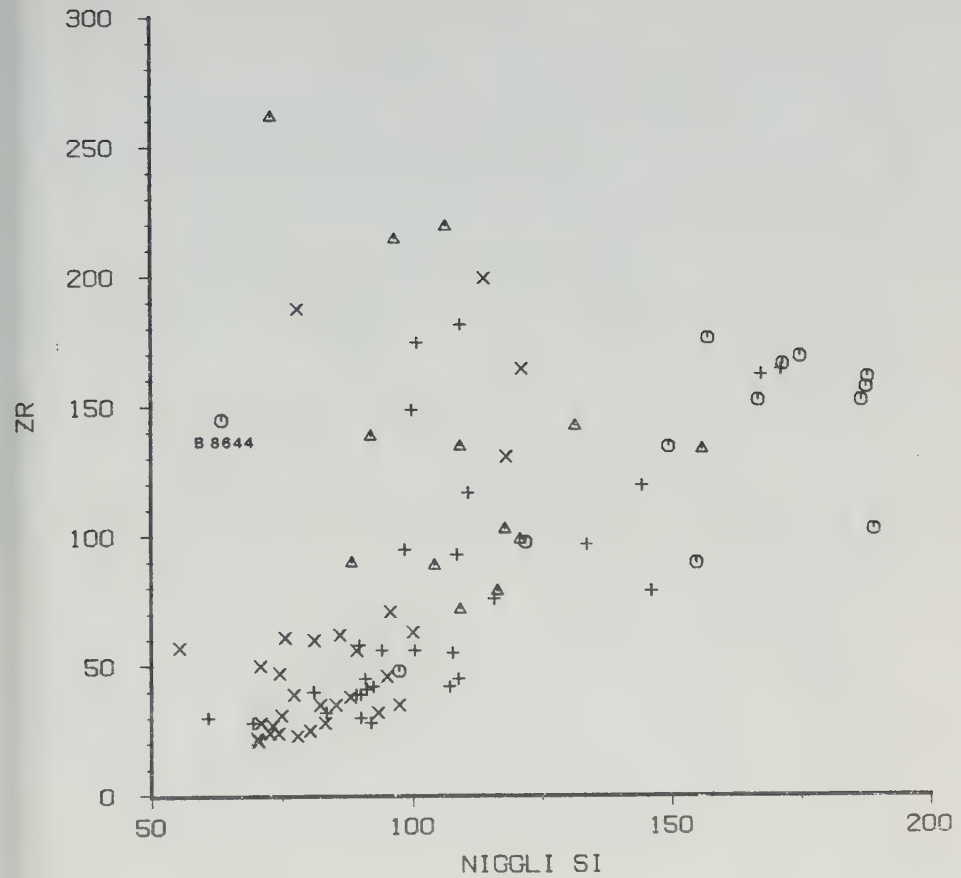


Abbildung 26.2 : Lage der darstellenden Punkte zur Diskrimination von Ortho- und Paragneisen nach VAN DE KAMP et al (1976)

phe Gestein zulassen.

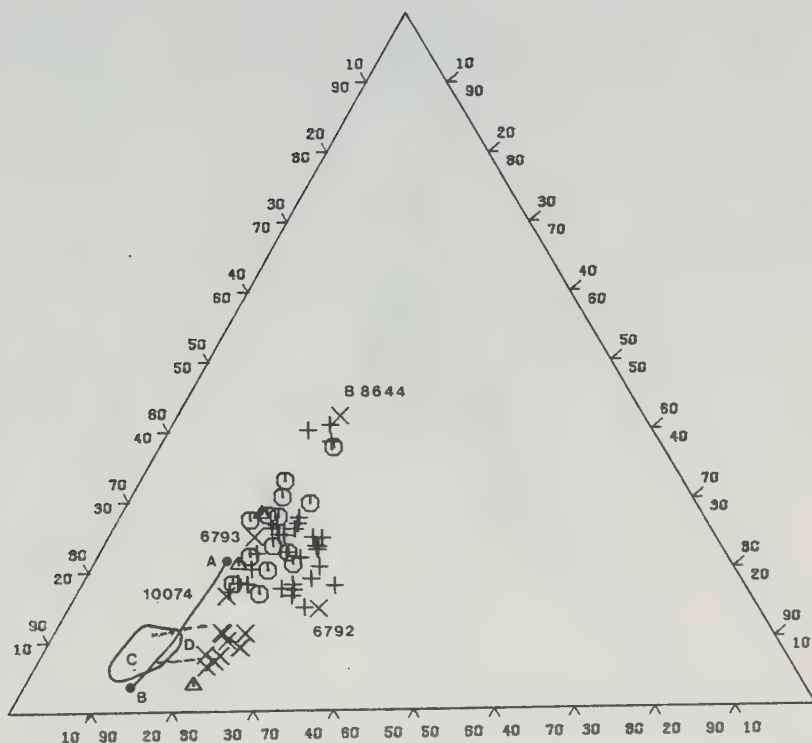
In der Dreiecksdarstellung ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{CaO}$) - SiO_2 - Al_2O_3 (siehe Abb. 26.3, in der neben den Proben von GN auch CGN, SKGN und die Granit - Proben eingetragen sind) fallen die darstellenden Punkte der GN in die Nähe des magmatischen Trends, nahe an den Bereich der Grauwacken und Tonsteine, jedoch zu höheren Al_2O_3 - Gehalten verschoben, auch wenn einige Proben (besonder B 8644) sehr deutlich abweichen. Vergleicht man die Lage der darstellenden Punkte dieser Proben mit denen der SKGN und CGN, zeigt sich, daß die abweichenden GN - Proben ihre Lage vermutlich einer hydrothermalen Beeinflussung verdanken könnten.

Trotz ähnlicher Lage der darstellenden Punkte verdanken die Gesteine GGN und KUF vermutlich einem anderen, nicht hydrothermalen Prozess ihre Entstehung (siehe Kap. 24.2 und 25.2). Da eine Mischung von " Gneismaterial " mit einem Gestein der Zusammensetzung des Mafits von Riihilahti vor allem einen Zuwachs an Eisen, Magnesium und Kalzium bedeutet, bietet sich an, diese Gesteine in den gleichen Darstellungen mit den hydrothermal beeinflussten Gesteinen zu vergleichen. Um eine zu große Belegungsdichte zu vermeiden wurde zur Darstellung der unterschiedlichen Mischungsverhältnisse von Mafit und Detritus die Reihe MIF - GGN - KUF in einem zweiten Dreieck dargestellt (siehe Abb. 26.3 b und 26.4 b). Aus diesen Darstellungen wird auch deutlich, daß die Zumischung eines Durchschnittsbasaltes nicht für den Chemismus der GGN- und KUF - Proben verantwortlich sein kann.

Daß es sich bei den GN eher um Grauwacken als um Tonsteine handelte, zeigt sich in der Darstellung MgO - K_2O - Na_2O (siehe Abb. 26.4). Hier bilden die darstellenden Punkte der sterilen Gneise einen Trend, der durch das Feld der Grauwacken läuft und den magmatischen Trend im Bereich der Diorite bis Quarz - Diorite schneidet. Dieser Trend zeigt zwei unterschiedliche Vorgänge, die relative Anreicherung von MgO und die Verschiebung der Natrium / Kalium - Verhältnisse, die auf mehrere unterschiedliche Prozesse zurückzuführen sein könnten, deren relative Bedeutung aber aufgrund der geringen Probenzahl nicht abzuschätzen ist.

Dieser Trend der Probenpunkte wäre denkbar durch die Beteiligung von Dolomit am prämetamorphen Sediment oder durch die Sedimentation MgO - reicheren detritischen Materials, dessen Zusammensetzung durch unterschiedliche Mischungsverhältnisse von sauren zu basischen Lieferge-

FE2O3 + TiO2 + CaO



SiO2 = 0.73

Al2O3

- CORDIERITHALTIGE GNEISE (CGN)
- △ ' GRANITE '
- + SKARNLAGENHALTIGE GNEISE (SKGN)
- × STERILE GNEISE (GN)

Abbildung 26.3 a : Diskriminationsdarstellung in Gew. - % nach
DE LA ROCHE (1965)

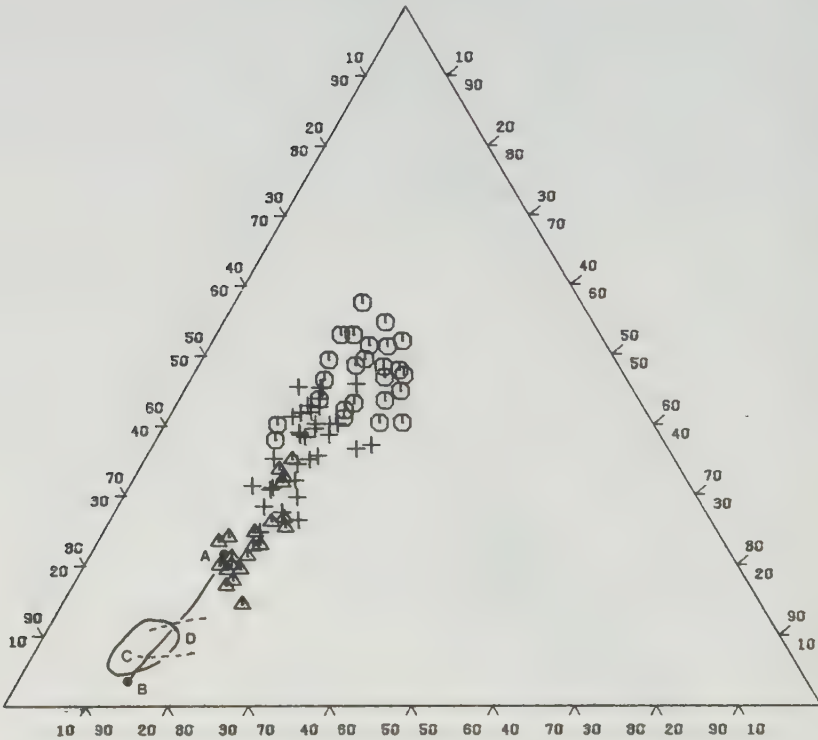
A = Basalte

C = Grauwacken

B = Rhyolithe

D = Tonsteine

FE2O3 + TiO2 + CaO



SiO2 * 0.73

Al2O3

- MAFIT, INTRUSIVE FAZIES (MIF)
- △ GRANATFUEHRENDE GNEISE (GGN)
- + KUMINGTONIT - FELSE (KUF)

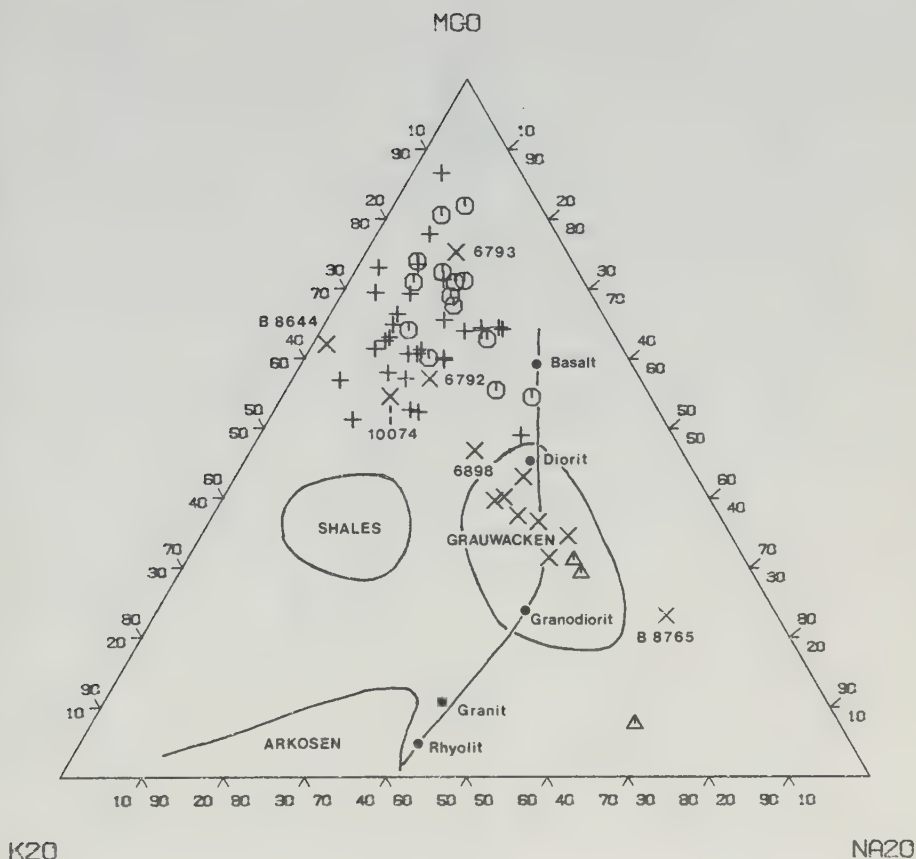
Abbildung 26.3 b : Diskriminationsdarstellung in Gew. - % nach
DE LA ROCHE (1965)

A = Basalte

C = Grauwacken

B = Rhyolithe

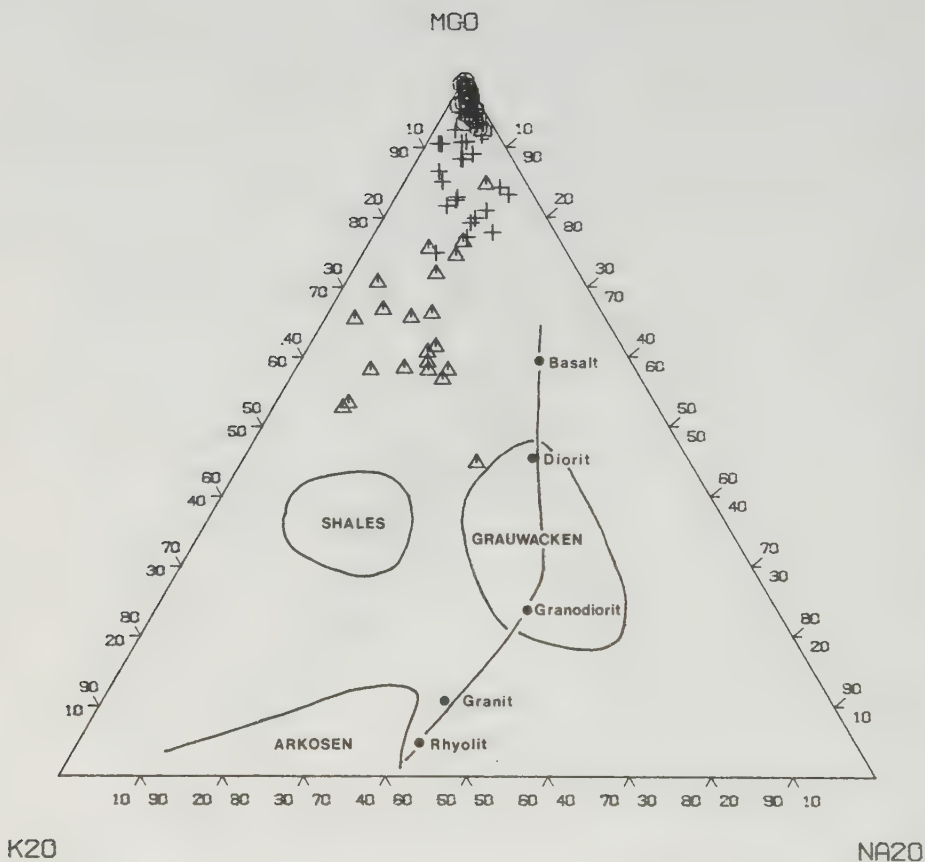
D = Tonsteine



- CORDIERITHALTIGE GNEISE (CGN)
- △ GRANIT
- + SKARNLAGENHALTIGE GNEISE (SKGN)
- × STERILE GNEISE (GN)

Abbildung 26.4 a : Diskriminationsdarstellung in Gew. - % nach
DE LA ROCHE (1965)

- 220 d -



- MAFIT, INTRUSIVE FAZIES (MIF)
- △ GRANATFÜHRENDE GNEISE (GGN)
- + CUMMINGTONIT - FELSE (KUF)

Abbildung 26.4 b : Diskriminationsdarstellung in Gew. - % nach
DE LA ROCHE (1965)

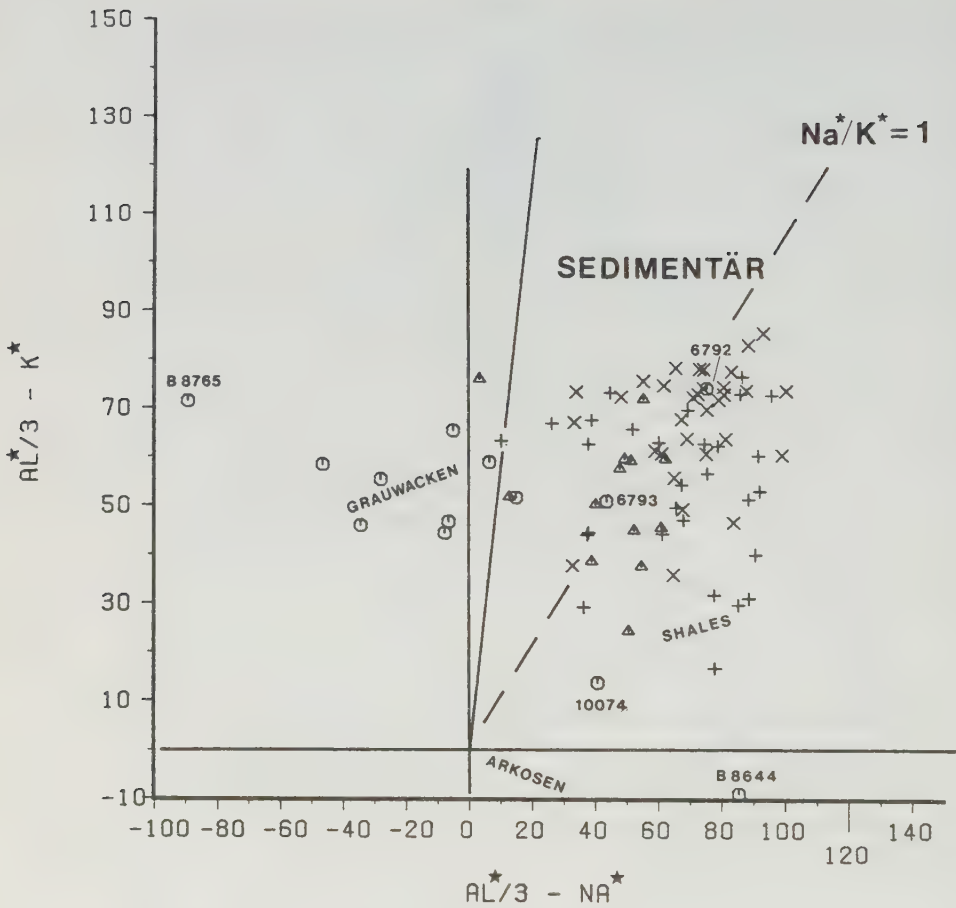
steinen kontrolliert wird. Denkbar wäre auch, daß aufgrund der präkambrischen Umwandlungsbedingungen chloritreicher und hydroglimmerreicher Detritus sedimentiert wurde anstelle von mehr Tonmineralen wie in jüngeren geologischen Einheiten (siehe WEAVER 1967). Der Trend könnte aber auch durch eine (hydrothermale) Ausfällung von MgO erzeugt werden, bei der, von der Durchschnittszusammensetzung der Grauwacken ausgehend und eventuell mit einer gleichzeitigen Abfuhr von Natrium und Kalium (wobei die Natrium - Abfuhr über die von Kalium überwiegt) verbunden, eine Verschiebung der darstellenden Punkte erfolgte.

Der Ausgangspunkt des Trendes zeigt, daß Gesteine mit einem $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ - Verhältnis > 1 wesentliche Bestandteile der Abtragungsprodukte waren, wie es der Altersstellung der prävekokarelidischen Gesteine entspricht (NAQVI 1979 u.a.). Die Verschiebung dieses Verhältnisses zugunsten des Kaliums steht im Einklang mit modernen Sedimenten, wo eine Verschiebung des $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ - Verhältnisses aufgrund (wiederholter) Aufarbeitung und der leichten Mobilisierbarkeit des Natriums in diesen Prozessen erfolgte und in den hier untersuchten Proben durch eine Fixierung des Kaliums in Hydroglimmern unterstrichen wird (RONOVI 1972).

Ebenfalls zur Unterscheidung der prämetamorphen Gesteine geeignet ist die Darstellung $\text{Al}^* / 3 - \text{Na}^*$ gegen $\text{Al}^* / 3 - \text{K}^*$ (* = Kationenäquivalente $\times 1000$) nach DE LA ROCHE (1968). Auch in dieser Darstellung fällt der überwiegende Teil der Analysen in den Bereich der Grauwacken, während die Proben mit näherungsweise ausgeglichenem Natrium / Kalium - Verhältnis oder Kalium - Übergewicht in den Bereichen der sedimentären Gesteine (Tonsteine u.a.) fallen (siehe Abb. 26.5).

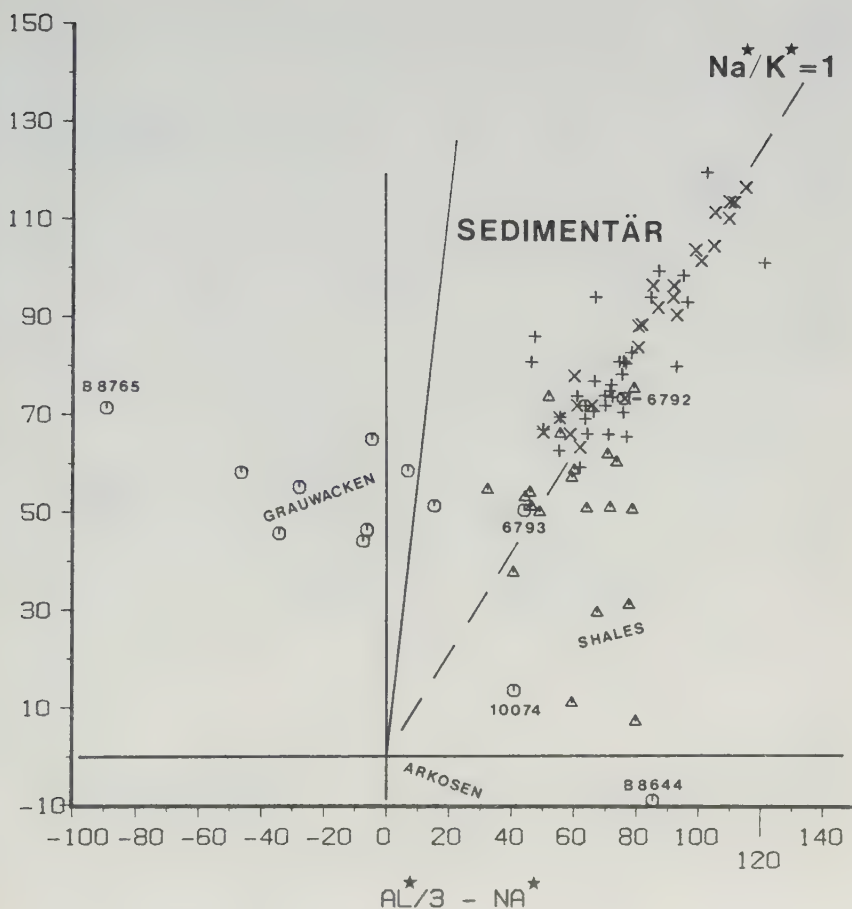
Sieht man Aluminium als immobiles Element an, können hydrothermale Lösungen die Gesteine nur in ihren Alkaligehalten verändern, um in dieser Darstellung eine Veränderung der Punktlagen zu bewirken. Da dabei Natrium gegenüber Kalium stärkeren Abfuhr unterworfen werden sollte, ergibt sich als Interpretation dieser Darstellung, daß entweder eine hydrothermale Umwandlung einiger Proben erfolgte, oder eine Wechsellagerung von Grauwacken mit besser sortierten, feinerklastischen Sedimenten vorlag.

In der Darstellung von MOINE & DE LA ROCHE (1968), in der neben Aluminium auch Eisen und Titan berücksichtigt werden (siehe Abb. 26.6) und dadurch die Darstellungsfelder von Grauwacken und basaltischen Gesteinen getrennt werden können, ergibt sich im Prinzip das



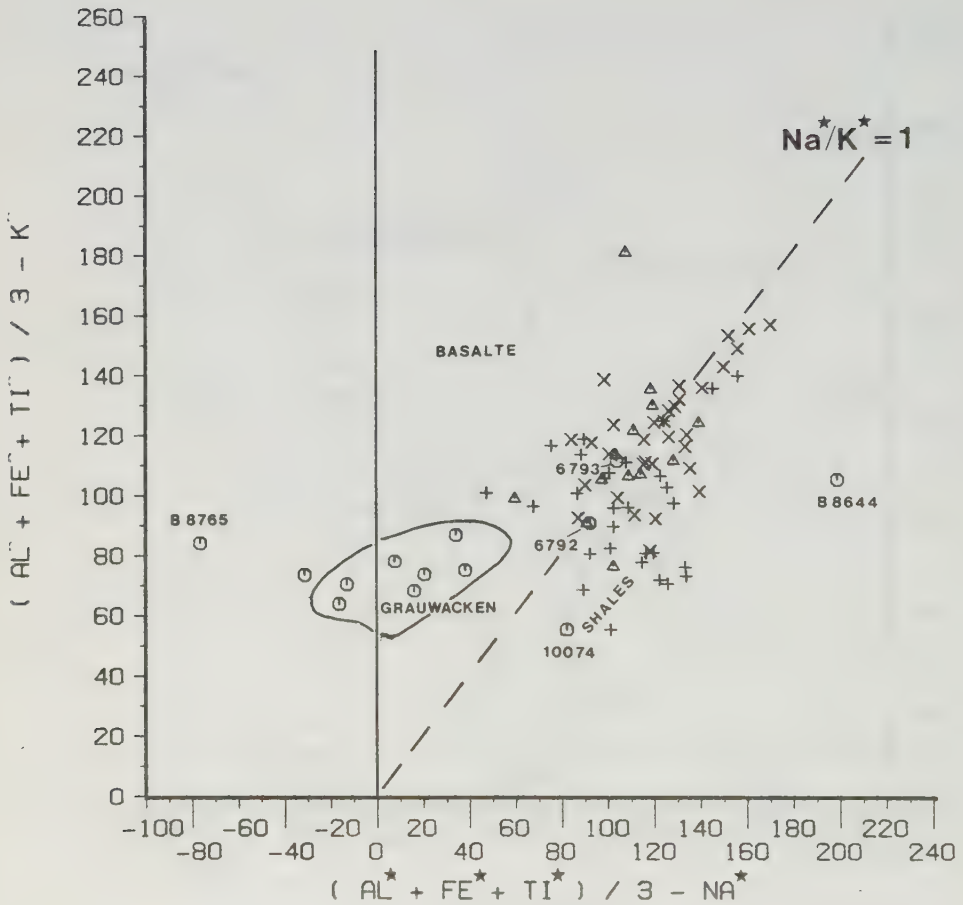
- STERILE GNEISE (GN)
- △ CORDIERITHALTIGE GNEISE (CGN)
- + SKARNLAGENHALTIGE GNEISE (SKGN)
- × SKARNE (SK)

Abbildung 26.5 a : Diskriminationsdarstellung (in Kationen - Äquivalenten x 1000) nach DE LA ROCHE (1968)



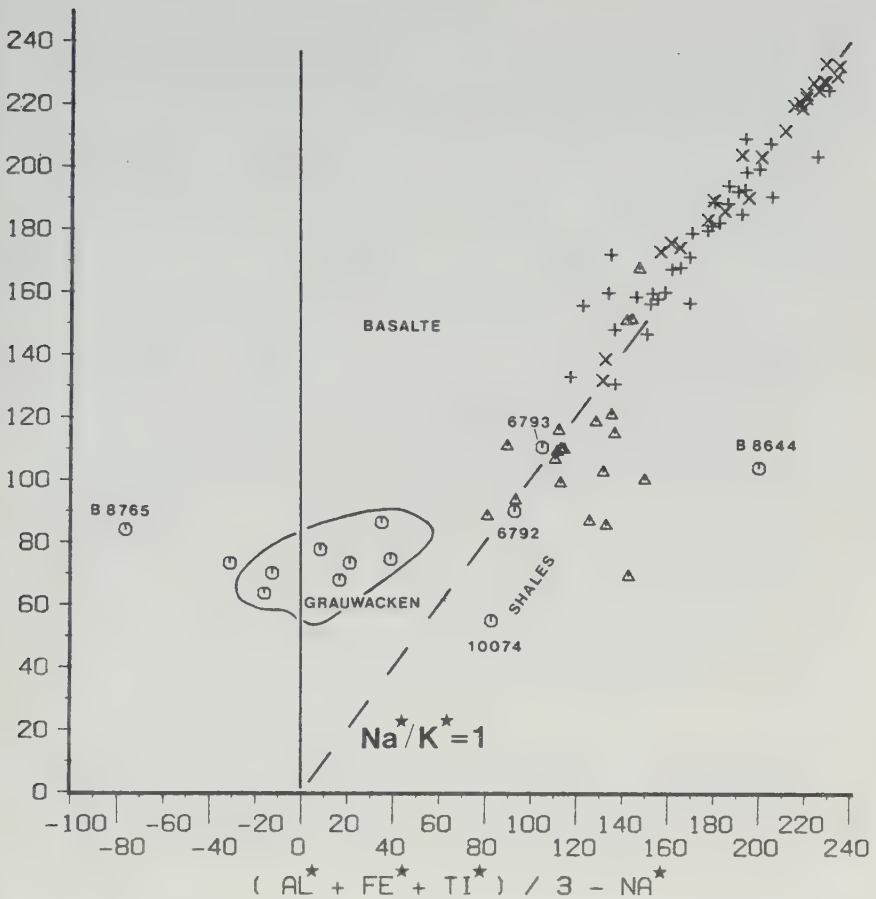
- STERILE GNEISE (GN)
- △ GRANATFUEHRENDE GNEISE (GGN)
- + CUMMINGTONIT - FELSE (KUF)
- × MAFIT, INTRUSIVE FAZIES (MIF)

Abbildung 26.5 b : Diskriminationsdarstellung (in Kationen - Äquivalenten x 1000) nach DE LA ROCHE (1968).
Die Lage der Mafit - Proben unterstreicht deren ungewöhnliche Zusammensetzung



- STERILE GNEISE (GN)
- △ CORDIERITHALTIGE GNEISE (CGN)
- + SKARNLAGENHALTIGE GNEISE (SKGN)
- × SKARNE (SK)

Abbildung 26.6 a : Diskriminationsdarstellung (in Kationen - Äqui-
valenten x 1000) nach MOINE & DE LA ROCHE
(1968)



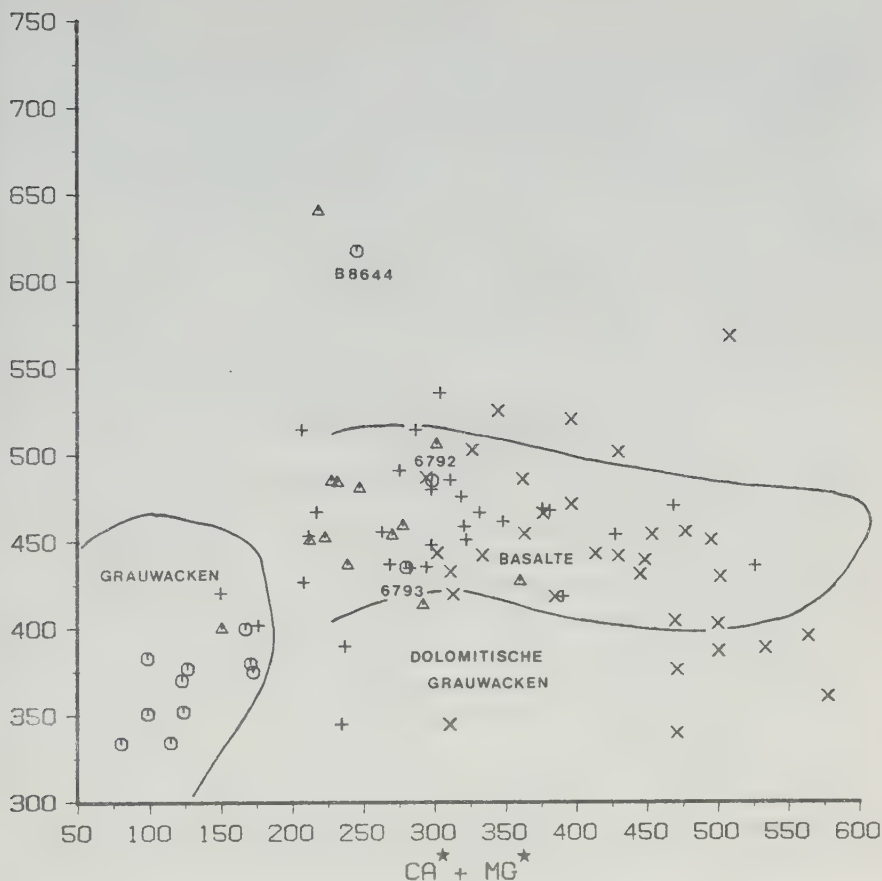
- STERILE GNEISE (GN)
- △ GRANATFUEHRENDE GNEISE (GGN)
- + CUMMINGTONIT - FELSE (KUF)
- × MAFIT, INTRUSIVE FAZIES (MIF)

Abbildung 26.6 b : Diskriminationsdarstellung (in Kationen - Äqui-
valenten x 1000) nach MOINE & DE LA ROCHE
(1968)

gleiche Bild. Wieder fallen die gleichen Proben (Proben Nr. 6792, 6793, 10074) aus dem Feld der Grauwacken heraus und kommen im Feld der Tonsteine und karbonathaltigen Tonsteine zu liegen. Aufgrund ihres sehr hohen Natrium / Kalium - Verhältnisses kommt die Probe B 8765 auch in dieser Darstellung abseits aller Variationsfelder sedimentärer oder magmatischer Gesteine zu liegen. Durch welche Prozesse diese Probe ihre Sonderstellung erhielt ist unklar, eventuell spiegelt sich hierin aber eine Reaktion mit hydrothermalen Lösungen wider (siehe Kap. 29.3).

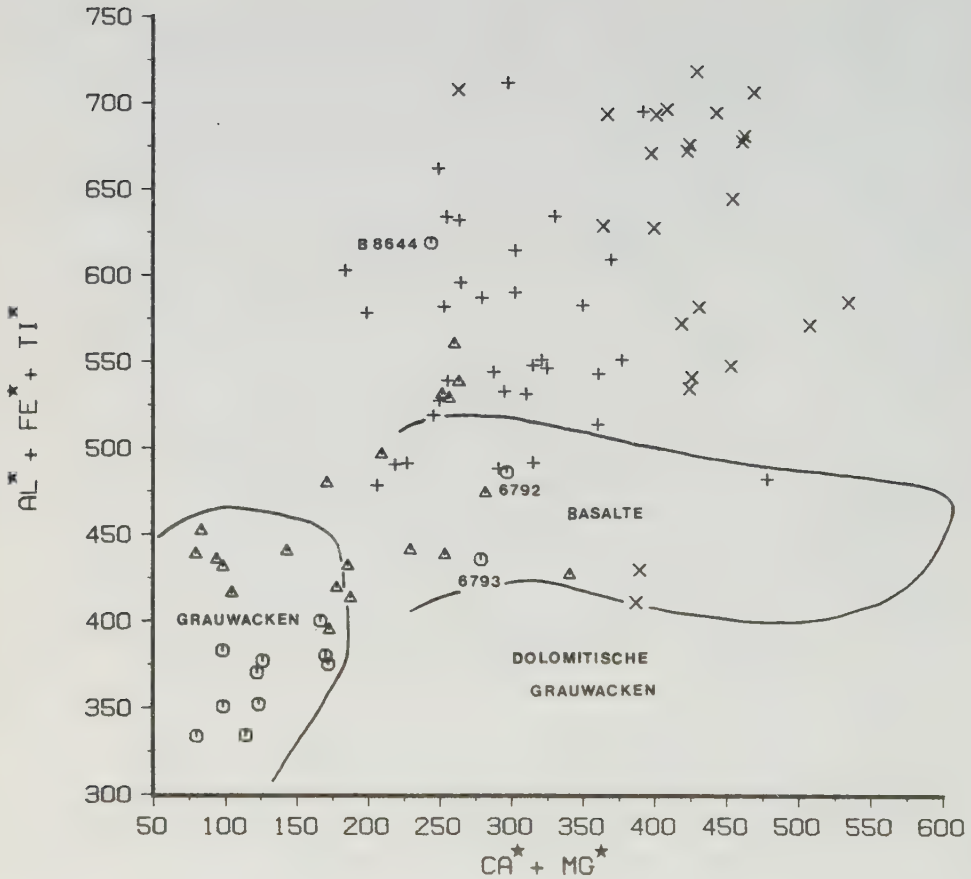
Von MOINE & DE LA ROCHE (1968) wurde ein weiteres Diagramm vorgeschlagen, mit dem es möglich ist, Grauwacken mit und ohne Karbonatgehalte von Basalten zu trennen. Es ist zwar völlig klar, daß keine der hier betrachteten Proben auch nur annähernd basaltische Zusammensetzung aufweist, es ergibt sich jedoch anhand dieser Darstellung die Möglichkeit zu überprüfen, ob einige der nach anderen Darstellungen abweichenden Proben ihre Sonderstellung vielleicht einer Karbonatführung verdanken könnten. Die Überprüfung der darstellenden Punkte der GN - Proben in dieser Darstellung zeigt, daß mit Ausnahme der Proben 6792 und 6793 alle Proben in den Bereich von Grauwacken mit mehr oder minder hohem Karbonatgehalt fallen (siehe Abb. 26.7). Auch die Proben B 8765 und 10074 plotten in dieser Darstellung im Feld der Grauwacken.

Von VEIZER (1976) werden die systematischen Veränderungen im Durchschnittschemismus einiger wichtiger Sedimenttypen im Verlauf der Erdentwicklung dargestellt. Der Vergleich mit diesen Darstellungen (ohne Abbildungen) unter Berücksichtigung der Altersstellung der GN - Proben unterstreicht deren Charakter als grauwackenähnliche Sedimente. Während aufgrund des Fe_2O_3 / Al_2O_3 - Verhältnisses oder des MnO / Fe_2O_3 - Verhältnisses keine Aussagen über mögliche Ausgangsgesteine gemacht werden können, ergeben die Verhältnisse von MgO zu CaO sowie von SiO_2 zu Al_2O_3 Hinweise darauf, daß es sich bei diesen Sedimenten eher um Tonsteine als um Sandsteine gehandelt haben sollte. Ganz klar zeigt sich dagegen der Grauwackencharakter bei der Betrachtung des Verhältnisses K_2O / Na_2O , wo mit Ausnahme von 3 Proben alle im Feld der Sandsteine zu liegen kommen. Zwei Proben weisen ein so niedriges K_2O / Na_2O - Verhältnis auf, daß sie unterhalb des von VEIZER (1976) für Sandsteine angegebenen Feldes plotten. Interessanterweise werden diese Proben durch die Diskriminationsfunktion von SHAW (1972) als magmatisch klassifiziert. Lediglich die Probe B 8644 fällt



- STERILE GNEISE (GN)
- △ CORDIERITHALTIGE GNEISE (CGN)
- + SKARNLAGENHALTIGE GNEISE (SKGN)
- × SKARNE (SK)

Abbildung 26.7 a : Diskriminationsdarstellung (in Kationen - Äqui-
valenten x 1000) nach MOINE & DE LA ROCHE
(1968)



- STERILE GNEISE (GN)
- △ GRANATFUEHRENDE GNEISE (GGN)
- + CUMMINGTONIT - FELSE (KUF)
- X MAFIT, INTRUSIVE FAZIES (MIF)

Abbildung 26.7 b : Diskriminationsdarstellung (in Kationen - Äquivalenten x 1000) nach MOINE & DE LA ROCHE (1968)

aufgrund ihres Kalium / Natrium - Verhältnisses aus dem allgemeinen Verhalten heraus, da diese Probe über dem angegebenen Feld der Tonsteine liegt und damit andeutet, daß sie selbst für präkambrische Verhältnisse eine ungewöhnliche Zusammensetzung hat. Für die Probe B 8644 müssen also spezielle Bildungsbedingungen angenommen werden, eventuell die Herkunft aus einer Störungszone.

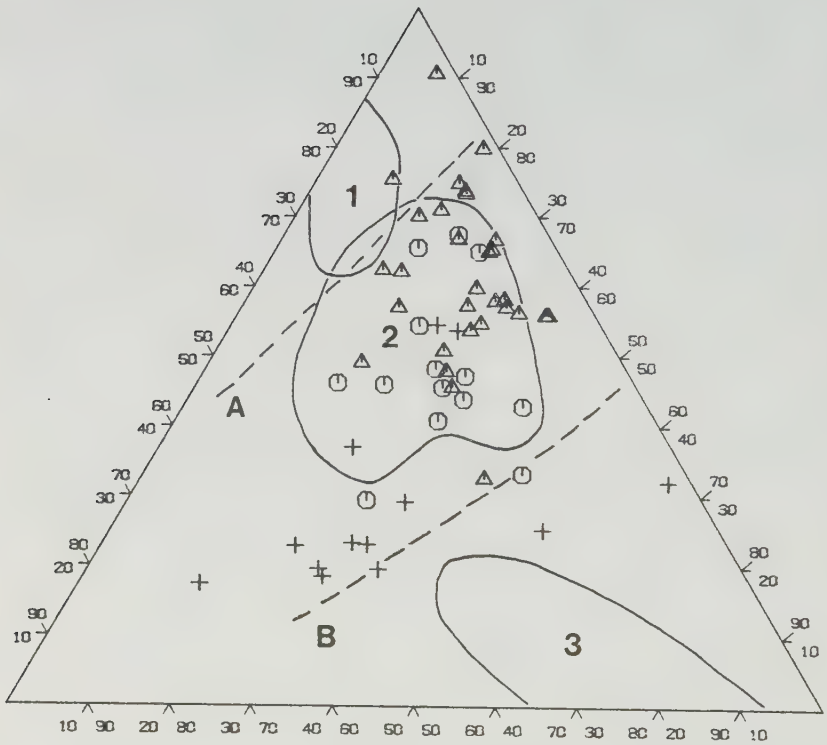
Daß das Kalium / Natrium - Verhältnis der Abtragungsgebiete nicht sehr stark durch chemische Verwitterung verändert worden sein kann und es sich um vorwiegend mechanisch verwitterte, prävekokarelidische Gesteine handelte, zeigt die Tatsache, daß die GN - Proben zu > 75 % unter jene Linie fallen, die nach RONOVI (1971) die zu erwartende Ausgangszusammensetzung der Abtragungsprodukte dieser Zeit repräsentiert.

Wenn also die GN - Proben im wesentlichen, trotz einer möglichen hydrothermalen Beeinflussung, in hohem Grade der Zusammensetzung der Abtragungsgebiete entsprechen (= Grauwacken), sollte sich in Anlehnung an NAQVI (1979) die altersmäßige Zuordnung dieser Gneise in den Darstellungen $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ und $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ bestätigen (siehe Abb. 26.8 und 26.9).

Eine solche Bestätigung ist aber nur mit Einschränkungen möglich, da die exakte Altersstellung der Gneise von Riihilahti nicht bekannt ist. Die Lage der darstellenden Punkte in Abbildung 26.8 zeigt klar, daß die Gneise aufgrund ihrer CaO - Gehalte in jenen Bereich fallen, der durch eine verstärkte Beteiligung SiO_2 - reicher Plutonite in den Abtragungsbereichen gekennzeichnet wird (vergl. LAMBERT et al 1976). Das Verhältnis von Natrium zu Kalium in dieser Darstellung zeigt jedoch, daß im Gegensatz zum Indischen Schild (siehe NAQVI 1979) die Liefergebiete der Metagrauwacken von Riihilahti eine klare Natrium - Dominanz hatten, d.h. daß nur geringe Mengen kaliumreichen granitischen Materials für die Abtragung zur Verfügung stand. Die Lage der CGN und SKGN in dieser Darstellung zeigt, daß CaO - Zuführen zum sedimentierten Material eine Lage der darstellenden Punkte verursachen, wie sie für ältere Gneise (Grauwacken) zu erwarten wären.

Aus der Abbildung 26.9 läßt sich prinzipiell die gleiche Aussage ableiten. Es zeigt sich hier gleichzeitig durch die darstellenden Punkte der CGN- und SKGN - Proben, daß nicht nur CaO , sondern auch MgO und Fe_2O_3 den sedimentierten Grauwacken zugeführt wurde und für die Entstehung von CGN und SKGN verantwortlich zu machen ist (siehe da-

CAO



NA2O

K2O

- CORDIERITHALTIGE GNEISE (CGN)
△ SKARNLAGENHALTIGE GNEISE (SKGN)
+ STERILE GNEISE (GN)

Abbildung 26.8 : Einige Gesteinsgruppen im Vergleich zu altersabhängigen Sedimentchemismen (in Gew. - %) nach NAQVI (1979)

1 = > 3.2 Mrd. J.

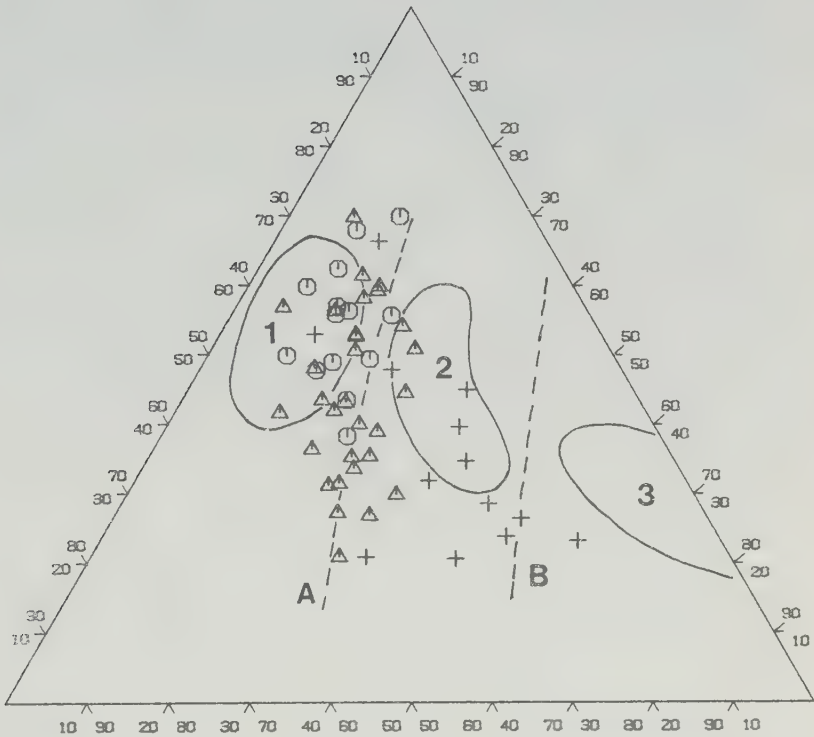
2 = 2.6 - 2.2 Mrd. J.

3 = < 1.7 Mrd. J.

A = Auftreten Na - reicher Tonalite

B = Auftreten K - reicher Granite

FE2O3



MgO

NA2O + K2O

- CORDIERITHALTIGE GNEISE (CGN)
- △ SKARNLAGENHALTIGE GNEISE (SKGN)
- + STERILE GNEISE (GN)

Abbildung 26.9 : Einige Gesteinsgruppen im Vergleich zu altersabhängigen Sedimentchemismen (in Gew. - %) nach NAQVI (1979)
Zeichenerklärung siehe Abb. 26.8

zu auch Kap. 26.3 und 26.4). Dadurch wird eine Gesamtzusammensetzung dieser Gneise vorgetäuscht, wie sie den Sedimenten größeren Alters entsprechen würden. Die Zusammensetzung der GN - Proben ist nach diesen beiden Darstellungen durch eine Wiederaufarbeitung älterer Grauwacken und eine Zumischung der Abtragungsprodukte CaO - armer Tonallithe und Granodiorite zu erklären.

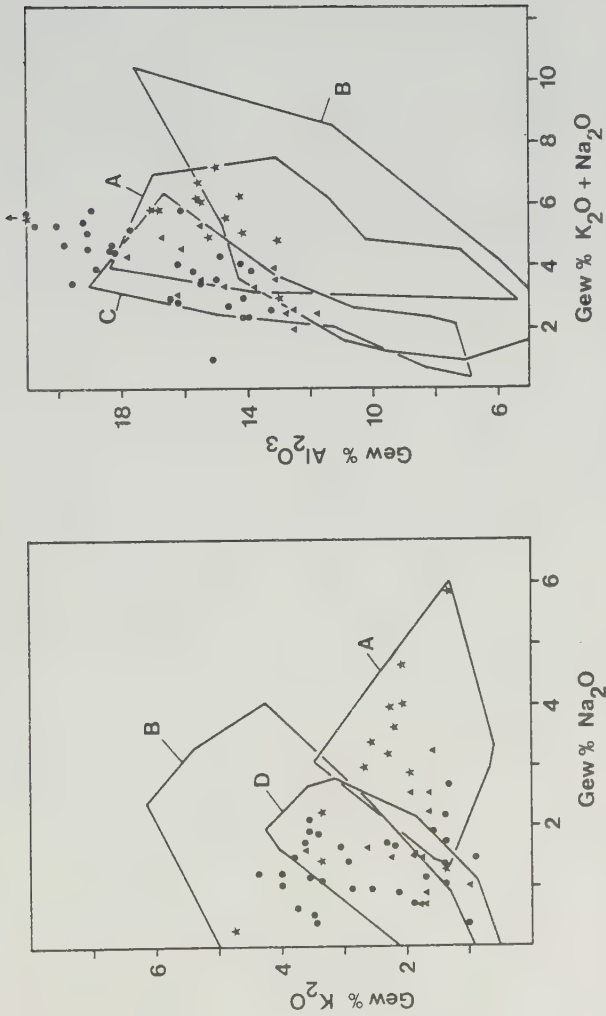
Da damit der Grauwackencharakter der Gneise als erwiesen betrachtet werden kann, ist es reizvoll zu überprüfen, inwieweit sich die Ergebnisse von MIDDLETON (1960) auch auf die Gneise von Riihilahti übertragen lassen und ob sich daraus eine Ableitung des tektonischen Umfeldes der Grauwacken gewinnen läßt. In den Abbildungen 26.10 und 26.11 sind die sterilen Gneise (GN), die cordierithaltigen Gneise (CGN) und die skarnlagenhaltigen Gneise (SKGN) eingetragen. Mit der Lage der darstellenden Punkte der GN - Proben bestätigt sich der eugeosynklinale Charakter des Ablagerungsraumes (z.B. HUHMA 1976).

Bei allen Diskriminationsverfahren fielen stets zwei bis vier Proben durch abweichende chemische Zusammensetzung auf, die möglicherweise auf ein feinerklastisch ausgebildetes Ausgangssediment (Tonsteine o.ä.) zurückzuführen sein könnten.

Da wie bereits ausgeführt, ein Vergleich mit Durchschnittszusammensetzungen bestimmter Sedimenttypen keine sehr große Aussagekraft hat und allenfalls ein Vergleich mit den Variationsbereichen feinklastischer Sedimente ähnlichen Alters, die unter vergleichbaren geologischen Rahmenbedingungen abgelagert wurden, sinnvoll wäre, wird auf ein Vergleich von Mittelwerten (siehe z.B. CAMERON & GARRELS 1980, PETTIJOHN 1975) verzichtet. Dies besonders auch unter dem Aspekt, daß eine hydrothermale Aktivität nicht ohne starken Einfluß (besonders auf die Spurenelement - Gehalte) bleiben wird.

Interessant ist jedoch die Fragestellung, inwieweit die eine oder andere der GN - Proben, eventuell auch der anderen Gneistypen, auf sehr feinkörnige Sedimente mit einem entsprechend hohen Anteil an Tonmineralen (LEWAN 1978, PETTIJOHN 1975) und damit einem spezifischen Chemismus, zurückzuführen sein könnten.

Es erscheint deshalb reizvoll, zusätzlich zu den oben angewandten Diskriminationsdarstellungen weiter zu überprüfen, inwieweit chemische Verwitterungs - Vorgänge im Liefergebiet zu einer Veränderung der chemischen Zusammensetzung des Sedimentes führte und welche Minerale dabei eventuell eine entscheidende Rolle gespielt haben könnten. Mög-



Abbildungen 26.10 und 26.11 : Proben aus Riihilahti und die Variationsbereiche von Sandsteinen in Abhängigkeit von der tektonischen Position des Ablagerungsraumes nach MIDDLETON (1960); ★ = GN ▲ = CGN ● = SKGN

licherweise könnte so indirekt die Interpretation der Elementbeziehungen (siehe Kap. 26.2) bestätigt werden. Der Aspekt der chemischen Verwitterung ist dabei für den Chemismus wichtiger als der der Korngrößenverteilung im Sediment, da nach ENGLUND & JØRGENSEN (1973) die Korngrößenverteilungen einen relativ geringen Einfluß auf den Chemismus haben.

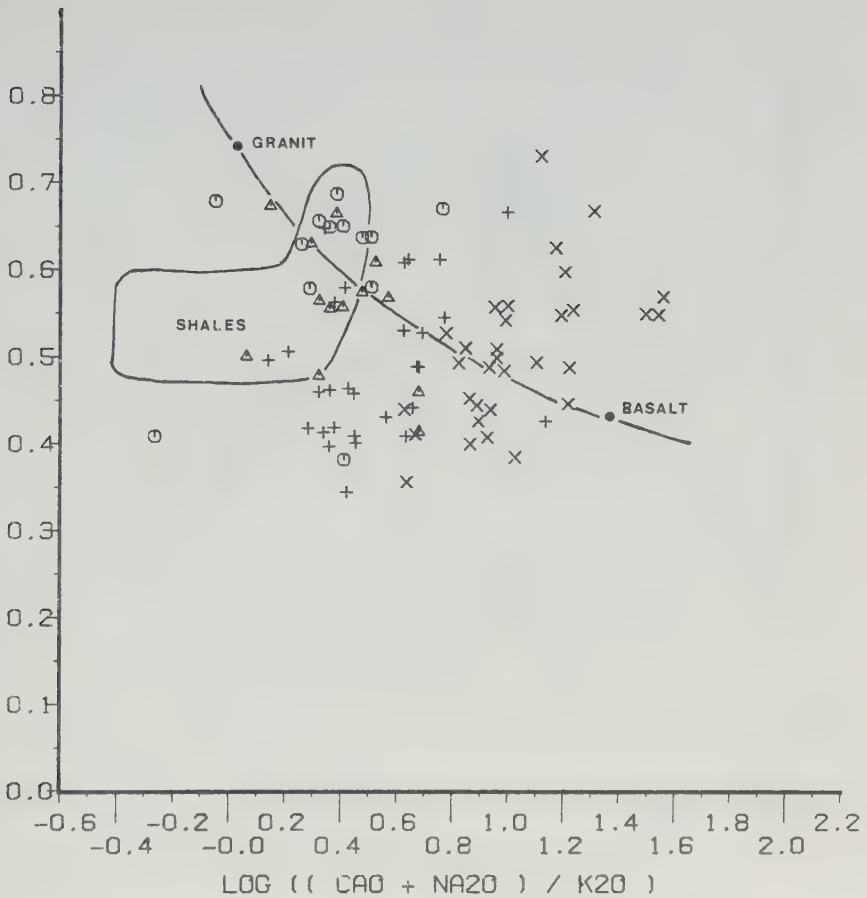
Wenn es unter den GN - Proben Sedimente gibt, die einer verstärkten chemischen Verwitterung unterworfen worden waren, sei es während des Transportes oder durch hydrothermale Lösungen im Ablagerungsraum, sollte aufgrund der chemischen Zusammensetzung ein Rückschluß auf die mineralogische Zusammensetzung möglich sein.

In Abbildung 26.12 sind nach dem Vorschlag von GARRELS & MACKENZIE (1971) der Chemismus der GN und anderer Proben als $\log (\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3)$ gegen $\log ((\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{K}_2\text{O})$ dargestellt. Daneben wurde der metamatische Trend und das Variationsfeld von Tonschiefern unterschiedlicher Alterstellung eingetragen. Die starke Streuung aller Gesteinsgruppen aus Riihilahti zeigt, daß möglicherweise unterschiedliche Mischungen saurer und basischer Gesteine zur Ablagerung kamen. Sie zeigt auch, daß eine chemische Verwitterung eine nur geringe Nivellierung der Zusammensetzung verursachte. Der Einfluß hydrothermalen Zufuhren von CaO (siehe unten) macht sich durch die relative Lage der Variationsbereiche von GN, SKGN und SK bemerkbar.

Nach ENGLUND & JØRGENSEN (1973) und deren Zusammenfassung einer großen Anzahl von Gesteinsanalysen feinklastischer Sedimente lassen sich für die Gneise von Riihilahti einige Aussagen ableiten.

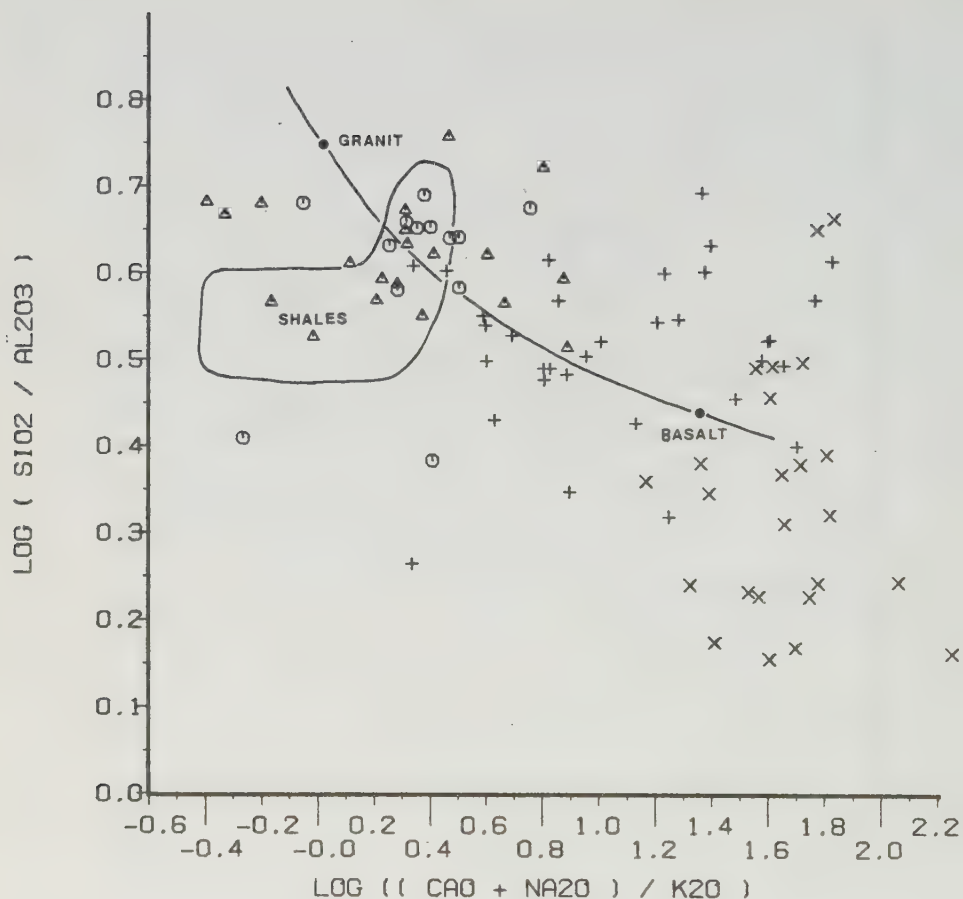
Die GN - Proben enthalten einen geringeren $(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ - Anteil (* als Gesamteisen) als Tonsteine aus jüngeren geologischen Formationen. Ein solcher Chemismus ist, besonders unter Berücksichtigung der Altersstellung (vergl. NAQVI 1979, VEIZER 1976) nur dann zu erwarten, wenn in den Abtragungsgebieten der Anteil mafischer Gesteine deutlich geringer ist als der relativ saurer Gesteine. Berücksichtigt man diese relativ geringen MgO- und Fe_2O_3 - Gehalte in den Liefergebieten, so verschieben sich die Verwitterungstrends gegenüber den von ENGLUND & JØRGENSEN (1973) angegebenen, ohne daß dadurch die Aussagekraft der Diskriminationswerte geschmälert würde.

Anhand dieser Darstellung (siehe Abb. 26.13) zeigt sich auf jeden Fall, daß die Probe B 8644 den extremsten Wert in Richtung glaukonit- oder chloritreiche, eventuell auch glimmerreiche (trioktaedrische Glim-



- STERILE GNEISE (GN)
- △ CORDIERITHALTIGE GNEISE (CGN)
- + SKARNLAGENHALTIGE GNEISE (SKGN)
- X SKARNE (SK)

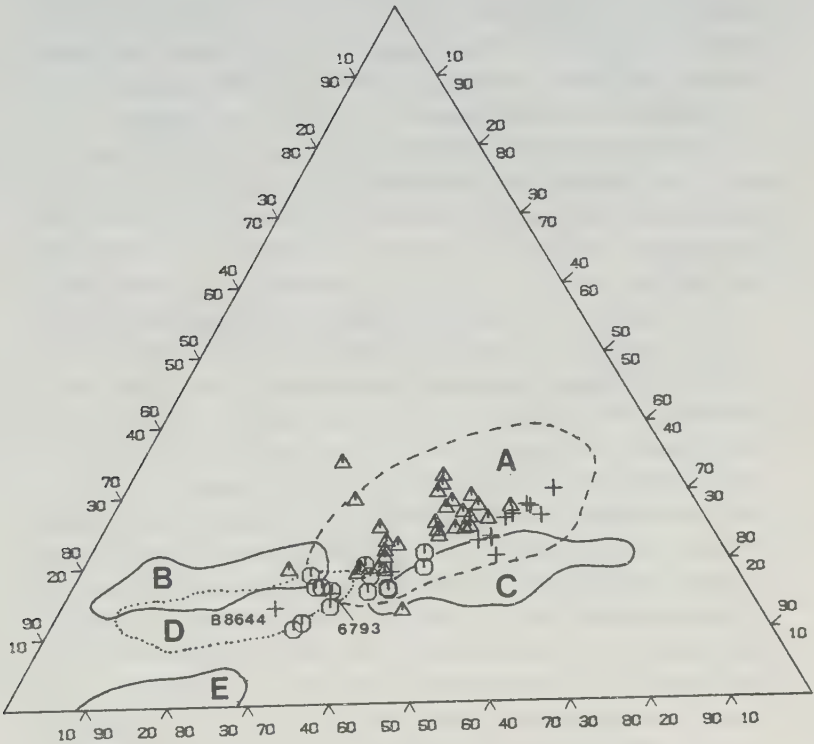
Abbildung 26.12 a : Diskriminationsdarstellung (in Gew. - %) nach
GARRELS & MACKENZIE (1971)



- STERILE GNEISE (GN)
- △ GRANATFUEHRENDE GNEISE (GGN)
- + CUMINGTONIT - FELSE (KUF)
- × MAFIT, INTRUSIVE FAZIES (MIF)

Abbildung 26.12 b : Diskriminationsdarstellung (in Gew. - %) nach
GARRELS & MACKENZIE (1971)

K₂O + Na₂O + CaO



AL₂O₃

MgO + FeO

- CORDIERITHALTIGE GNEISE (CGN)
△ SKARNLAGENHALTIGE GNEISE (SKGN)
+ STERILE GNEISE (GN)

Abbildung 26.13 : Lage einiger Proben aus Riivilahti in Relation zu feinklastischen (mit Grauwacken assoziierten) Sedimenten (A) und den Variationsbereichen einiger Schichtsilikate nach ENGLUND & JØRGENSEN (1973)

B = Glaukonite

C = Illite

D = trioktaedrische Glimmer

E = Chlorite

mer) Sedimentationsprodukte einnimmt. Ebenfalls relativ stark in diese Richtung tendiert die Probe 6793, wodurch die Ausnahmestellung dieser beiden Proben bestätigt wird. Die Proben 6792 und 10074 fallen dagegen ebenso wie alle anderen GN - Proben in den Bereich relativ geringfügig chemisch verwitterter Ablagerungsprodukte, wie sie für feinklastische Sedimente, die mit Grauwacken assoziiert sind, zu erwarten wären.

Mit Hilfe dieser Darstellung ist nicht zu klären, ob es sich um gröberes oder feineres Material gehandelt hat. Nimmt man an, daß feineres Material sedimentiert wurde, zeigt sich lediglich, daß es mit hoher Wahrscheinlichkeit relativ schwach chemisch verwittert war (zumindest im überwiegenden Teil der Proben). Mit Ausnahme zweier Proben gibt es keine Hinweise auf Tonsteine oder andere feinklastische Sedimente, die aufgrund ausgedehnter chemischer Verwitterung der Liefergebiete entstanden sein könnten. Da sie aber in den gleichen Bereich fallen wie die SKGN und CGN wird für diese Proben eine hydrothermale Überprägung wahrscheinlich.

Zusammenfassend läßt sich nach der Überprüfung und dem Vergleich der Ergebnisse aller angewandten Diskriminationsdarstellungen und Verfahren aussagen, daß das jetzt als Gneis vorliegende Sedimentmaterial grauwackenähnliche Zusammensetzung hatte. Es ist geprägt durch die erdgeschichtlich bedingten Verwitterungs-, Umlagerungs- und Ablagerungsbedingungen und den Chemismus der lokalen Liefergebiete. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß zwischen den Grauwacken auch feinklastische Lagen eingeschaltet waren, daß vereinzelt chemische Verwitterung den Charakter der Ablagerungsprodukte prägte und daß die Sedimente z.T. möglicherweise magnesiumhaltige Karbonate enthielten. Auch eine Beeinflussung der chemischen Zusammensetzung durch hydrothermale Lösungen, die Mineralumwandlungen auslöste und dadurch Stoffabfuhr und Aufnahmen verursachte, erscheint möglich. Es muß deshalb davor gewarnt werden, die Durchschnittsgehalte dieser Gesteinsgruppe, besonders bei den Spurenelementen und Erzmعادallen als Untergrundwerte anzusehen. Um solche Werte zu erhalten, müßten eine große Anzahl von Proben in noch größerer Entfernung zu Mineralisationen genommen werden.

26.3. Cordierit- und chlorithaltige Gneise (CGN)

14 weitere Gneisproben, in denen mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie Cordierit (7 Proben), Chlorit (4 Proben) oder ein höherer Gehalt an Cordierit als Tremolit (3 Proben) zu beobachten war, wurden zu einer Gruppe zusammengefaßt. Diese Zusammenfassung der 14 Proben birgt natürlich die Gefahr in sich, daß möglicherweise nicht streng miteinander vergleichbare Gesteine zusammengefaßt wurden (siehe unten).

26.3.1. Unterschiede zwischen GN und CGN

Die Tabelle 26.3 gibt die arithmetischen bzw. geometrischen Mittelwerte für die CGN an. Bei diesen Proben stellt sich die Frage, ob die Cordierit - Gehalte (bzw. die Chloritgehalte, die durch Umwandlung aus Cordierit entstanden sein könnten) sedimentäre Unterschiede widerspiegeln, oder ob sie die Folge einer etwas stärkeren hydrothermalen Beeinflußung verglichen mit GN darstellen könnten.

Die aus diesem Grund durchgeführten Tukey - Tests zeigen, daß die CGN durchschnittlich höhere Fe_2O_3 -, MnO -, MgO -, CaO - und S - Gehalte haben, aber auch bei Co, Cu, Ni, V und Zn höhere Werte aufweisen (vergl. Tab. 26.4). Demgegenüber zeigen die GN natürlich höhere SiO_2 - Gehalte, aber auch mit ausreichend hoher statistischer Sicherheit höhere Na_2O - und Sr - Werte.

Alle Elemente, die in CGN höhere Gehalte aufweisen, könnten entweder auf eine erhöhte Zumischung von mafischem Detritus, oder der Zufuhr durch Hydrothermen zurückzuführen sein. Die für Sedimente sehr hohen Durchschnittsgehalte von Co, Cu, Zn und Schwefel machen jedoch eine rein sedimentäre (detritische) Genese unwahrscheinlich. Es wird deshalb angenommen, daß die CGN das Produkt einer hydrothermalen Überprägung des detritischen Materials darstellt, die höher ist als bei GN, aber auch möglicherweise durch die mineralogische Ausgangszusammensetzung mit beeinflußt ist (siehe unten).

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Schiefe
SiO ₂	51.07	4.94	40.93	60.21	9.67	-0.10
TiO ₂	0.88	0.65	0.28	2.41	73.43	1.02
Al ₂ O ₃	14.12	1.77	11.18	17.33	12.51	0.14
Fe ₂ O ₃ *	13.55	3.96	7.33	23.25	29.21	0.74
MnO	0.12	0.06	0.07	0.23	47.18	1.08
MgO	7.55	1.78	4.79	11.03	23.59	0.29
CaO	3.33	1.30	1.60	5.96	39.02	0.63
Na ₂ O	1.55	0.69	0.65	3.09	44.49	0.68
K ₂ O	1.90	0.61	1.04	3.66	32.18	1.54
P ₂ O ₅	0.18	0.08	0.08	0.33	46.24	0.54
S	3.93	2.02	0.53	7.10	51.40	-0.18
Co	507	368	57	1176	72.50	0.45
Cr	213	144	27	609	67.60	1.24
Cu	5708	5178	346	15140	90.72	0.71
Nb	4	5	0 [#]	15	140.33	1.23
Ni	144	72	78	329	49.99	1.31
Rb	36	15	20	80	42.26	1.69
Sr	78	28	34	129	36.07	0.25
Y	190	127	56	458	66.60	1.01
Y	22	11	10	51	50.71	1.11
Zn	750	537	174	1649	71.65	0.54
Zr	132	61	62	262	46.46	0.81

Tabelle 26.3 a : Populationsstatistische Angaben zu den CGN - Proben (N = 14; für S: N = 13, Cu, Zn: N = 12)
 Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

Element	m	s _m	Schiefe	10 ^m
Cr	2.22681	0.34030	-0.77	169
Cu	3.50657	0.55460	-0.33	3210
Nb	0.65581	0.40348	-0.13	5
Rb	1.52303	0.15444	0.74	33
V	2.20007	0.26777	0.30	159
Y	1.29638	0.20427	0.26	20
Zn	2.75978	0.34133	-0.01	575

Tabelle 26.3 b : Geometrische Mittelwerte einiger Elementgehalte
der CGN - Proben (in ppm)

26.3.2. Die Elementbeziehungen in den CGN - Proben

Durch die Überlagerung der Elementkorrelationen aus den detritischen Mineralen der unterschiedlichen Liefergebiete und der hydrothermalen Überprägung werden die Elementbeziehungen nur schwer interpretierbar, zumal die Überprägung eventuell relativ gering sein könnte im Vergleich zu sedimentären Unterschieden.

Die Korrelations - Matrix für diese Gruppe befindet sich im Anhang. Aus dieser Matrix läßt sich ableiten, daß TiO_2 und P_2O_5 eine gemeinsame Herkunft haben, auch, daß Nb, V und Y offensichtlich in detritischen Titan - Mineralen enthalten sind, was zu ausgeprägten Korrelationen führt. Die nicht vorhandene Korrelation von TiO_2 mit Fe_2O_3 ($r = 0.03$) zeigt, daß erhebliche Mengen des Gesamteisengehaltes eine andere geochemische Geschichte haben als das Titan. Erstaunlich ist in diesem Zusammenhang der Korrelationskoeffizient von 0.46 zwischen TiO_2 und Zr, der zwar zu niedrig ist, um eine weitreichende Interpretation zu rechtfertigen, andererseits aber so hoch ist, daß er nicht einfach ignoriert werden kann. Diese angedeutete Korrelation, die in scheinbarem Widerspruch zu den Beobachtungen an GN steht, stellt eine hydrothermale Überprägung der Beziehung dieser beiden Elemente dar. Beide wurden ohne systematische Beziehung als Schwerminerale in das Sediment eingebracht und durch die, für einzelne Proben unterschiedlich starke, Zufuhr

Element	Tukey - Test		mod. Tukey - Test		G
	1	2	1	2	
SiO ₂	#	-	19	0.1%	GN
TiO ₂	4	>5%	4	>5%	-
Al ₂ O ₃	5	>5%	7	>5%	-
Fe ₂ O ₃ *§	#	-	17	0.1%	CGN
MnO	15	0.1%	26	0.1%	CGN
MgO	12	1%	13	1%	CGN
CaO	#	-	12	5%	CGN
Na ₂ O	#	-	11	5%	GN
K ₂ O	2	>5%	6	>5%	-
P ₂ O ₅	#	-	3	>5%	-
S [§]	13	0.1%	21	0.1%	CGN
Co [§]	11	1%	19	0.1%	CGN
Cr	#	-	4	>5%	-
Cu	18	0.1%	21	0.1%	CGN
Nb	#	-	#	-	-
Ni [§]	13	0.1%	21	0.1%	CGN
Rb	#	-	7	>5%	-
Sr	#	-	10	5%	GN
V	10	1%	10	5%	CGN
Y [§]	8	5%	13	1%	CGN
Zn	14	0.1%	16	0.1%	CGN
Zr	4	>5%	4	>5%	-

= Da der höchste und der niedrigste Wert der gleichen Probengruppe angehören, muß die Nullhypothese eines Unterschiedes zurückgewiesen werden.

1 = Wert der Tukey - Statistik

2 = Irrtumswahrscheinlichkeit für die Annahme der Nullhypothese

G = Gesteinsgruppe mit den höheren Durchschnittsgehalten

* = Gesamteisen als Fe₂O₃

§ = Eingeschränkte Aussagekraft, da eventuell unterschiedliche Verteilungen

Tabelle 26.4 : Überprüfung der unterschiedlichen Mittelwerte der GN - (N = 13) und CGN - Proben (N = 14) auf ihre statistische Sicherheit

einiger Hauptbestandteile verdünnt, woraus sich die schwache Korrelation ergibt.

Aluminium zeigt mit Na_2O und Sr, analog zu GN, positive Korrelationen, was auch hier dahingehend interpretiert wird, daß ein natriumreicher Plagioklas als detritisches Material in das Sediment eingebracht wurde und möglicherweise über die Zufuhr von CaO - haltigen Mineralen deutlich überwog. Ein solches Übergewicht ist aufgrund der größeren Resistenz albitreicher Plagioklase im Vergleich mit anorthitreichen Plagioklasen bei der Verwitterung durchaus möglich (CHESWORTH 1979, GOL-DICH 1938, LELONG et al 1976) und spricht für einen weiteren Transportweg oder die Abtragung eines Liefergebietes mit geringerem Relief für das absedimentierte Material. Es ist allerdings auch möglich, daß natriumhaltige Phyllosilikate abgelagert wurden, oder daß CaO hydrothermal zugeführt wurde.

Die Elemente Kobalt, Nickel und Eisen sind klar miteinander korreliert, was eine gemeinsame Zufuhr und Anreicherung wahrscheinlich macht. Auch Mangan wurde offensichtlich zugeführt, wie der stark ausgeprägte negative Korrelationskoeffizient gegenüber SiO_2 zeigt. Dieser Korrelationskoeffizient entspricht auch großenteils dem von Eisen, es existiert aber keine ausgeprägte Korrelation zwischen Eisen und Mangan. Da aber Mangan mit Kalzium sehr stark korreliert ($r = 0.82$) könnte die Ursache für die Korrelation Fe - Mn darin bestehen, daß hydrothermale Lösungen, die mit Meerwasser in Kontakt kamen, Eisen als Hydroxid ausfallen ließen und Kobalt und Nickel an dieses Hydroxid adsorptiv gebunden wurden (vergl. FÖRSTNER 1981, FÖRSTNER & PATCHINEELAM 1976, GIBBS 1973, GUY & CHAKRABARTI 1975, PERHAC 1974 u.a.). Während sich Eisen und Mangan aufgrund der unterschiedlichen Sensibilität für Oxidationsbedingungen voneinander trennten, konnte Mangan in zweiwertiger Form verbleiben und dann zusammen mit Kalzium in Karbonate eingebaut werden (vergl. Kap. 15.4.3.4 und 15.4.3.15).

Die Natrium- und Strontium - Gehalte in CGN sind negativ mit Schwefel korreliert, was automatisch auch eine recht ausgeprägte negative Korrelation des Schwefels zu Aluminium ergibt. Diese Korrelation wird dahingehend interpretiert, daß durch den Austritt höherentemperierter Lösungen die detritisch eingebrachten Na_2O - und Sr - haltigen Plagioklase zersetzt und in Tonminerale umgewandelt wurden. Natrium und Strontium gingen in Lösung und wurden abgeführt, während Schwefel als Sulfide im Sediment festgehalten wurde. Bei diesem Prozess wurden die

Natrium - Gehalte stärkeren Veränderungen unterworfen als die Sr - Gehalte, wie sich aus der geringeren Korrelation des Natriums mit Al_2O_3 und der höheren negativen Korrelation von Natrium mit Schwefel ableiten läßt.

Ferner ist zu beobachten, daß Kupfer und Zink miteinander korrelieren, jedoch nicht mit Schwefel. Schwefel zeigt zu keinem der untersuchten Elemente eine ausgeprägte positive Korrelation, woraus geschlossen wird, daß im Falle der CGN die chalkophilen Elemente durch hydrothermale Lösungen in diesen Sedimentationsbereich eingebracht wurden und es entsprechen dem lokalen Angebot an Metallen und Schwefel zu Ausfällungen von Sulfiden ohne erkennbare Systematik der Elementbeziehungen kam.

Möglicherweise erfolgte die Bildung eines Teiles der Sulfide in zwei Schritten. Ein Teil der Metallionen könnte als Hydroxide ausgefällt bzw. an Eisenhydroxid adsorptiv gebunden werden (siehe oben). Für Kupfer und Zink erscheint es ferner möglich, daß sie nicht nur bei einer Ausfällung des Eisens als Hydroxid gebunden wurden (vergl. THORNER & WILDMAN 1979), sondern eventuell ein anderer Faktor eine Rolle spielte. Die Korrelationen gegenüber Al_2O_3 mit $r = 0.33$ für Kupfer (und $r = 0.19$ für Zink) läßt die Vermutung aufkommen, daß diese beiden Elemente eventuell auch adsorptiv an Tonminerale (eventuell bei deren hydrothormaler Entstehung) gebunden wurden (vergl. LANCELOT et al 1971, OAKLEY et al 1980).

Diese Interpretation würde jedoch voraussetzen, daß ein relativ großer Teil der Metallionen nicht als Sulfidkomplexe transportiert wurde (vergl. VAUGHAN 1976) und daß im Bereich der Ausfällungen eine nur geringe Schwefelaktivität im Meerwasser herrschte, die zwar die Bildung eines Teiles des Eisens als Eisensulfid (Pyrrhotin ?) erlaubte, nicht aber, daß alles Kupfer, Zink, Kobalt usw. als Sulfide gefällt werden konnten (BARNES 1975, GARRELS & CHRIST 1965). Da aber Kupfer und Zink zu einem hohen Teil als Sulfide im heutigen Gestein vorliegen, würde das ferner bedeuten, daß der Schwefel nicht kontinuierlich in das Ablagerungsmilieu einfloß, sondern pulsierend, d.h. daß stark schwankende Schwefel - Aktivitäten vorlagen. Es müßten dann zwei getrennte Quellen für Schwefel und Metalle existiert haben, zumindest bei der Bildung dieser Gesteine. Inwieweit dabei möglicherweise " Mikroorganismen ", die in Riihilahti ebenso beobachtet wurden wie in Keretti und Luikonlahti (vergl. MERKLE 1978) eine Rolle als Schwefellieferant gespielt haben

könnten, ist ungewiß.

Diese Ausführungen bezüglich der Elementbeziehungen und der Prozesse müßten allerdings erst an einer größeren Anzahl von Proben der CGN auf ihre Allgemeingültigkeit überprüft werden, auch wenn sich Parallelen mit GNE (siehe unten) zeigen und sich die gleichen Verhältnisse bei der alleinigen Betrachtung der 7 nur Cordierit führenden Gneisproben belegen lassen. Diese Elementbeziehungen werden also nicht durch die Zusammenfassung nicht zusammengehöriger Proben erzeugt, sondern spiegeln tatsächlich Bildungsprozesse für die CGN wider.

Die Lage der darstellenden Punkte in den Abbildungen 26.5 a und 26.6 a spricht für eine sedimentäre Entstehung der CGN als Sedimente mit höherem Tonmineralanteil. Unter dem Aspekt einer hydrothermalen Überprägung, bei der Na_2O gegenüber K_2O relativ abgereichert wird, ist eine Entstehung aus den gleichen Grauwacken wie GN denkbar und wahrscheinlich, wie auch die Lage der darstellenden Punkte von CGN und der GN - Proben 6792, 6793 und 10074 zeigt. Sicherlich eine Rolle spielt aber auch der in der Abbildung 26.7 a sichtbare Trend einer Eisen- und ($\text{MgO} + \text{CaO}$) - Zufuhr im Verhältnis von ca. 1 : 1.

26.4. Skarnlagenhaltige Gneise (SKGN)

Ebenso wie es eine metasomatisch entstandene Gesteinsreihe gibt, die vom Mafit ausgehend über KUFM und GGNM zu GN reicht und eine Reihe mit GN, GGN und KUF, die durch tuffitische Zumischung von Mafit - Material entstand, existiert eine Reihe von Gesteinen, die ihre Entstehung dem ansteigenden Einfluß hydrothormaler Aktivität verdankt und von den GN über die Zwischenstufe der skarnmineralhaltiger Gneise (SKGN) bis zu den Skarnen (SK) reicht. Eine Abgrenzung der einzelnen Gruppen ist schwierig, da am Handstück kaum der durchschnittliche Anteil von Skarnmineralen abzuschätzen ist. Als Grenze der GN gegenüber SKGN diene die Nachweisbarkeit von Diopsid bzw. Tremolit durch die Anwesenheit des jeweils stärksten Peaks im Röntgendiffraktogramm. Die Abgrenzung gegenüber den Skarnen erfolgte ausschließlich nach dem optischen Eindruck, da eine scharfe Grenzziehung nicht möglich erschien. Die Skarne weisen stets auch Gehalte von Quarz, Feldspäten und Biotit auf und zeigen dadurch, daß sie die skarnmineralreichsten Glieder einer Mischungs-

reihe mit den Gneisen darstellen. Es ist deshalb damit zu rechnen, daß sich die Variationsbereiche der chemischen Zusammensetzung von SKGN und den Skarnen in den Grenzbereichen überlappen.

26.4.1. Unterschiede zwischen GN und SKGN

In der Tabelle 26.5 sind die durchschnittlichen Elementgehalte der SKGN aufgelistet. Sie beruhen auf 30 Proben, die Tremolit in wechselnden Mengen enthalten. Viele enthalten zusätzlich geringe Mengen von Diopsid bzw. Cordierit. Lediglich eine Probe (Nr. 15324) enthielt Diopsid in großen Mengen und als einziges nachweisbares Skarnmineral. Diese Probe zeigt außer den etwas höheren Chrom - Gehalten eine den tremolithhaltigen Proben vergleichbare Zusammensetzung, wurde aber dennoch nicht für die Mittelwertbildung der Gesteinsgruppe herangezogen.

Um die in den Mittelwerten zu beobachtenden Unterschiede zwischen SKGN und GN auf ihre statistische Sicherheit zu überprüfen, wurden Tukey - Tests durchgeführt, deren Ergebnisse in der Tabelle 26.6 zusammengestellt sind. Die SKGN - Proben zeigen signifikant höhere Gehalte bei MgO, CaO, S, Co, Cr, Cu, Ni, V und Zn, also Elementen, die bei hydrothermalen Aktivitäten aus dem Untergrund gelöst und beim Kontakt mit kaltem Meerwasser wieder ausgefällt werden.

Skarnlagen in den Gneisen könnten auch durch die Ablagerung von Karbonaten oder Mergellagen entstanden sein. Dadurch wären die Unterschiede in den SiO_2 - Gehalten zu erklären, da detritischer Quarz einer der Hauptbestandteile bei der Ablagerung von Sedimenten darstellt und die Beteiligung anderer Hauptbestandteile einen geringeren Anteil von SiO_2 erzwingt. Bei mergeligem Ausgangsmaterial sollten aufgrund des hohen Anteiles von Schichtsilikaten (Tonmineralen und Hydroglimmern) der Anteil an Aluminium entsprechend hoch sein und es sollte sich zwischen SKGN und GN ein Unterschied z.B. im Aluminium - Gehalt zeigen. Ein solcher Unterschied existiert jedoch nicht bzw. ist durch den Tukey - Test nicht nachweisbar. Die logische Konsequenz daraus ist, daß entweder die GN - Proben ebenfalls Mergel waren, dann dürften aber keine so deutlichen Unterschiede bei vielen Elementen auftreten (siehe Tab. 26.6), oder daß beide Gesteine keine Mergel waren, das gleiche Ausgangsmaterial repräsentieren und eine Veränderung der chemischen Zusammensetzung durch hydrothermale Aktivität erfolgte.

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Schiefte
SiO ₂	51.04	5.94	36.19	65.04	11.63	-0.03
TiO ₂ §	0.56	0.26	0.31	1.67	46.31	2.95
Al ₂ O ₃	16.53	2.63	11.75	22.42	15.90	0.16
Fe ₂ O ₃ *	9.11	3.84	3.57	20.59	42.15	0.82
MnO	0.08	0.02	0.03	0.15	31.12	0.84
MgO	6.87	1.61	3.99	10.14	23.46	0.15
CaO	6.84	2.83	2.00	14.47	41.41	0.87
Na ₂ O	1.30	0.55	0.35	2.61	42.21	0.21
K ₂ O	2.63	1.04	0.88	4.34	39.65	-0.16
P ₂ O ₅	0.15	0.08	0.05	0.32	52.48	0.59
S	2.49	1.39	0.32	5.80	55.94	0.30
Co	368	307	51	1335	83.51	1.31
Cr	579	331	38	1092	57.24	-0.14
Cu	4930	4717	81	23802	95.67	2.22
Nb	60 %	< LLD	0 [#]	14		
Ni	162	66	33	347	40.91	-0.08
Rb	45	19	18	97	41.90	0.92
Sr	113	32	35	176	27.93	-0.41
V	195	84	50	319	42.78	-0.42
Y	16	5	8	31	32.34	1.29
Zn §	667	712	125	3851	106.68	3.02
Zr §	75	49	28	182	64.75	0.95

Tabelle 26.5 a : Populationsstatistische Angaben zu den SKGN -
 Proben (N = 30, für S, Ni: N = 29)
 Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

Element	m	s _m	Schiefe	10 ^m
TiO ₂	-0.27856	0.14260	1.68	0.53
Co	2.42019	0.37621	-0.14	263
Cu	3.47669	0.53673	-1.20	2997
Zn	2.67854	0.34419	0.40	477
Zr	1.79802	0.26197	0.40	63

Tabelle 26.5 b : Geometrische Mittelwerte der SKGN - Proben;
TiO₂ in Gew. - %, sonst in ppm

Dafür sprechen auch die Gehalte an K₂O, Al₂O₃ und Na₂O. Während bei K₂O und Al₂O₃ keine Unterschiede zwischen GN und SKGN feststellbar sind, zeigen die GN - Proben signifikant höhere Na₂O - Gehalte, was, wie bereits in den Kapiteln 26.2.1 und 26.3 diskutiert, durch eine Natrium - Mobilisation erklärbar wäre.

Die höheren Gehalte an CaO und MgO könnten durch die Ausfällung von Karbonaten und den Einfluß der hydrothermalen Lösungen in das Sediment eingebracht worden sein, die dann bei der Regionalmetamorphose mit dem quarzreichen Detritus zu Skarnmineralen (Diopsid und Tremolit) reagierten. Die deutlich höheren Gehalte von S, Co, Cr, Cu, Ni, V und Zn in den SKGN - Proben sprechen dafür, daß Hydrothermen am Meeresboden austraten, die alle diese Elemente in den Sedimentlagen anreicherten, möglicherweise ausgefällt durch den Kontakt der Hydrothermen mit kaltem und oxidierendem Meerwasser (siehe Kap. 29.4). Das lagenweise Auftreten der Skarnminerale läßt einen pulsierenden Charakter der hydrothermalen Aktivität erwarten, wie er auch gelegentlich in der Literatur beschrieben wird (z.B. DEGENS & ROSS 1976 u.a., siehe Kap. 29.1).

Die niedrigen Gehalte von Zr und Nb in SKGN sind dann als Folge eines Verdünnungseffektes anzusehen, wenn man davon ausgeht, daß Nb zu einem hohen Prozentsatz in Zirkon enthalten ist. Da Niobium aber auch offensichtlich zu einem hohen Teil in einer TiO₂ - reichen Phase beteiligt war (siehe Korrelations - Matrix im Anhang und die Diskussion unten), muß angenommen werden, daß auch Titan in geringen Mengen

Element	Tukey - Test		mod. Tukey - Test		G
	1	2	1	2	
SiO ₂	#	-	27	0.1%	GN
TiO ₂ [§]	2	>5%	4	>5%	-
Al ₂ O ₃	#	-	3	>5%	-
Fe ₂ O ₃ ^{*§}	#	-	10	>5%	-
MnO	#	-	4	>5%	-
MgO	11	1%	16	1%	SKGN
CaO	26	0.1%	36	0.1%	SKGN
Na ₂ O	#	-	24	0.1%	GN
K ₂ O	3	>5%	9	>5%	-
P ₂ O ₅	#	-	8	>5%	-
S [§]	#	-	18	1%	SKGN
Co [§]	8	>5%	30	0.1%	SKGN
Cr [§]	14	0.1%	26	0.1%	SKGN
Cu [§]	32	0.1%	36	0.1%	SKGN
Nb [§]	#	-	20	0.1%	GN
Ni [§]	17	0.1%	31	0.1%	SKGN
Rb [§]	2	>5%	8	>5%	-
Sr	#	-	2	>5%	-
V [§]	8	>5%	14	5%	SKGN
Y	3	>5%	5	>5%	-
Zn	10	5%	21	0.1%	SKGN
Zr [§]	#	-	15	5%	GN

= Da der höchste und der niedrigste Wert der gleichen Probengruppe angehören, muß die Nullhypothese eines Unterschiedes zurückgewiesen werden.

1 = Wert der Tukey - Statistik

2 = Irrtumswahrscheinlichkeit für die Annahme der Nullhypothese

G = Gesteinsgruppe mit den höheren Durchschnittsgehalten

* = Gesamtisen als Fe₂O₃

§ = Eingeschränkte Aussagekraft, da eventuell unterschiedliche Verteilungen

Tabelle 26.6 : Überprüfung der unterschiedlichen Mittelwerte der GN- (N = 13) und SKGN - Proben (N = 30) auf ihre statistische Sicherheit

durch hydrothermale Lösungen zugeführt wurde, daß diese Mengen aber so gering waren, daß sie im Durchschnitt nur ausreichten, um die Verringerung der relativen Gehalte durch die starken Zufuhren anderer Elemente auszugleichen (vergl. BOSTRÖM et al 1976). Deshalb ergibt sich auch beim Tukey - Test kein Unterschied im Titan - Gehalt zwischen GN und SKGN.

26.4.2. Elementbeziehungen in den SKGN - Proben

Eine hydrothermale Zufuhr der oben genannten Elemente und ihre Ausfällung als Karbonate, Sulfide u.a., bzw. deren Adsorption an Mineralphasen (siehe unten), muß sich in der Korrelationsmatrix niederschlagen. Auch bei den SKGN überlagern sich wie bei den CGN drei unterschiedliche Elementbeziehungen in unterschiedlichem Maße. Da der hydrothermale Einfluß bei den SKGN - Proben bereits als relativ hoch angesehen werden muß, wird es schwierig, Überreste der primär sedimentären Elementbeziehungen (vergl. Kap. 26.2) zu erkennen, zuzuordnen und von hydrothermalen Elementzufuhren zu trennen.

Als Überreste der primär sedimentären Korrelationen sind die Elementbeziehungen zwischen TiO_2 , Nb und Y einerseits und SiO_2 , Na_2O und Zr andererseits zu sehen, die die bereits diskutierten Liefergesteine (siehe Kap. 26.2) repräsentieren. Die leicht positive Korrelation des TiO_2 mit Zr ($r = 0.34$) sollte ein Ausdruck der gemeinsamen Sedimentation von Schwermineralen und anschließender " Verdünnung " durch hydrothermale Ausfällung sein.

Alle Elemente, die mit SiO_2 hochgradig negativ korreliert sind, wie MgO, CaO, Cr, Ni und V, verdanken ihre Gehalte einer Überlagerung von mafischem Detritus mit einer (vorwiegend) hydrothermalen Zufuhr. Bei der Zufuhr von Magnesium und Kalzium wurde offensichtlich Natrium abgeführt oder zumindest verdünnt, wie die negativen Korrelationen ($r = - 0.55$ bzw. $- 0.53$) zeigen.

Zu den in hohem Maße hydrothermal zugeführten Elementen MgO und CaO zeigt lediglich Chrom eine ausgeprägte positive Korrelation, was auf den Einbau von Cr in Skarnminerale zurückzuführen ist. Es ist jedoch damit zu rechnen, daß noch weitere Minerale ebenfalls hohe Chromgehalte aufweisen und eine primäre Adsorption oder Mineralbil-

derung des Chroms aufzeigen. Besonders Aluminium sollte dabei eine wichtige Rolle gespielt haben, denn deutlicher als bei MgO oder CaO ist die Korrelation zu Cr bei Al_2O_3 ausgebildet ($r = 0.72$).

Aber nicht nur Chrom zeigt mit Aluminium deutliche Korrelationen, auch K_2O , Rb, Sr und V sind deutlich mit Al_2O_3 positiv korreliert. Deutlich negativ sind dagegen die Korrelationen von Al_2O_3 gegenüber dem Fe_2O_3 - Gehalt, P_2O_5 , Co, Zn und Zr. Diese Korrelationen legen die Vermutung nahe, daß Al_2O_3 vorwiegend als Tonminerale bzw. als Hydroglimmer, an die z.B. Cr, Sr und V gebunden waren, sedimentiert wurde oder daß im Verlauf einer hydrothermalen Zufuhr dieser Elemente eine Bindung an Tonminerale stattfand. Wahrscheinlicher ist jedoch, daß auch Al_2O_3 zum Teil hydrothermal zugeführt wurde, denn es ergibt sich keine negative Korrelation zu MgO und CaO ($r = 0.26$ bzw. $r = 0.14$), die aber bei einer rein sedimentären Herkunft des Al_2O_3 zu erwarten wäre. Dabei könnten hydrothermal entstandene Tonminerale hohe Gehalte an Cr, V, Sr, K_2O und Rb binden (vergl. LANCELOT et al 1971, LI 1982). Auch Ni scheint zumindest z.T. an diese Tonmineralphasen gebunden zu sein, wie aus der hohen Korrelation zwischen Al_2O_3 und Cr ($r = 0.72$) einerseits und der Korrelation zwischen Ni und Cr ($r = 0.47$) andererseits geschlossen werden kann.

Es erhebt sich bei dieser Annahme die Frage, wieso sich bei einer hydrothermalen Zufuhr von Al_2O_3 im durchschnittlichen Al_2O_3 - Gehalt zwar ein Unterschied feststellen läßt (siehe Tab. 26.2 und 26.5), daß dieser Unterschied aber nicht statistisch abzusichern ist (siehe Tab. 26.6). Die Erklärung ist darin zu sehen, daß in beiden Gesteinsgruppen die Al_2O_3 - Gehalte schon bei der Sedimentation in weiten Bereichen schwankten und sich die Variationsbereiche durch unterschiedlich starke Zufuhren in SKGN vollständig überlagern.

Unter den Elementen, die mit Al_2O_3 negativ korreliert sind, lassen sich zwei Gruppen erkennen, einerseits Zr und P_2O_5 , andererseits Fe_2O_3 , S, Co, Cu, Ni und Zn. Zr und P_2O_5 zeigen eine deutliche Korrelation ($r = 0.69$), was eine gemeinsame sedimentäre Herkunft möglich erscheinen läßt. Andererseits zeigt aber P_2O_5 auch eine positive Korrelation zu Eisen ($r = 0.52$) und zu Zn ($r = 0.47$) was dahingehend gedeutet werden muß, daß P_2O_5 ebenso wie Eisen hydrothermal zugeführt wurde.

Neben einer Aluminium - Zufuhr, aber in Bezug auf die gebildeten Mineralphasen unabhängig davon, fand auch eine Zufuhr von Fe_2O_3 , Co, Cu, Ni und Zn, möglicherweise auch von MnO statt, wobei sich allerdings

nur zwischen Co, Cu und S eine Korrelation ergibt, nicht aber zwischen S und Fe_2O_3 ($r = 0.31$). Dafür existieren aber Korrelationen zwischen Fe_2O_3 und Co sowie Fe_2O_3 und Cu, die relativ hoch sind, sowie eine andeutete zwischen Fe_2O_3 und MnO. Diese Beziehungen sprechen dafür, daß Eisen, Kupfer, Kobalt, Zink und Mangan zusammen transportiert wurden und deshalb im Sediment gemeinsam angereichert wurden, daß aber nur ein Teil der Metalle als Sulfid - Komplexe transportiert wurde und auch als Sulfide im Gestein vorlagen. Dies gilt in besonderem Maße für Eisen, weshalb sich keine klare Korrelation zwischen Eisen und Schwefel ergeben kann.

Offensichtlich fand bei den SKGN - Proben keine so deutliche Trennung des Eisens und Mangans statt, wie sie von den CGN - Proben (siehe Kap. 26.3) beschrieben wurde. Dafür könnten mehrere unterschiedliche Prozesse verantwortlich sein, wie z.B. unterschiedliche Entfernung der Probenpunkte zum Austrittsbereich der Lösungen und damit verbundene Veränderungen der Oxidationsbedingungen. Aber auch zeitlich variierende Unterschiede im Sauerstoffangebot könnten dafür verantwortlich sein und durch die um den Faktor 1.5 höheren Eisen- und Mangangehalte in den CGN - Proben deutlicher zutage treten. Ebenfalls denkbar sind unterschiedliche chemische Zusammensetzungen der hydrothermalen Lösungen oder Unterschiede in der Temperatur der Lösungen beim Austritt unter Wasser. Bei hohen Temperaturen und konzentrierten Lösungen kann der Temperatursturz bei der Mischung mit kaltem Meerwasser bei einigen Bestandteilen ein Überschreiten des Löslichkeitsproduktes bewirken, was zusammen mit einer Oxidation eine Ausfällung verursachen sollte, bei weniger heißen Lösungen dagegen könnte es sein, daß lediglich die Oxidation des Eisens einen Weitertransport eines Bestandteiles in größerem Maße verhindert.

Eine zusammenfassende Diskussion der möglichen Konsequenzen, die sich aus der Interpretation der Elementkorrelationen in den einzelnen Gesteinsgruppen auf die Interpretation der Genese ergeben, erfolgt in Kapitel 29.

26.5. Unterschiede zwischen CGN und SKGN

Vergleicht man die Interpretationen der Korrelationen in der Gruppe der CGN (siehe Kap. 26.3) und SKGN (siehe Kap. 26.4), dann muß aufgrund der aufgezeigten Unterschiede und der Mutmaßungen über eventuelle Unterschiede der Prozesse auch ein Unterschied in den durchschnittlichen Gehalten auftreten (siehe Tab. 26.3 und 26.5). Um den in den Tabellen sichtbaren Unterschied auf seine statistische Sicherheit zu überprüfen, wurden Tukey - Tests durchgeführt (siehe Tab. 26.7).

Mit diesen Tests konnte gezeigt werden, daß die SKGN - Proben höhere Gehalte an Al_2O_3 , CaO , Cr , Rb und Sr aufweisen, daß dagegen die CGN höhere Gehalte an Fe_2O_3 und MnO , sowie an Zr enthalten.

Ohne die möglichen Unterschiede in den hydrothermalen Prozessen an dieser Stelle weiter zu berücksichtigen (siehe dazu Kap. 29.5), zeigen die höheren Zr - Gehalte in den CGN - Proben, daß dort der hydrothermale Einfluß, d.h. die hydrothermale Stoffzufuhr, geringer war als bei den SKGN - Proben (vergl. auch die Lage der darstellenden Punkte in den Abbildungen 26.3 bis 26.13 in Kapitel 26.2.1). Diese Beziehung wird besonders deutlich in Abbildung 26.7 a, wo ersichtlich ist, daß SKGN (und damit auch SK) aus den GN durch eine hydrothermale Zufuhr, in der ($\text{MgO} + \text{CaO}$) die von $\text{Fe}_2\text{O}_3 \pm \text{Al}_2\text{O}_3$ übersteigt, ableitbar sind.

27. Die Skarne (SK)

Relativ willkürlich wurde zwischen SKGN und den Skarnen (SK) immer dann eine Grenze gezogen, wenn nach dem makroskopischen Eindruck in den Bohrkernen der Skarnmineralanteil deutlich über " Gneisbestandteile " überwog. Bei der Phasenbestimmung mit der Röntgendiffraktometrie zeigte sich, daß fast alle analysierten Skarnbereiche, ebenso wie die SKGN, deutlich häufiger Tremolit als Skarnmineral enthalten und daß Diopsid meist nur in relativ geringen Mengen am Aufbau des Gesteines beteiligt ist. Nur eine Probe zeigte in etwa vergleichbare Mengen von Diopsid und Tremolit (Probe Nr. 15295) und drei Proben deutlich mehr Diopsid als Tremolit (Proben Nr. 15296, 15320, 15323). Diese Diopsid - Skarne liegen mit ihren Elementkonzentrationen stets innerhalb des Vari-

Element	Tukey - Test		mod. Tukey - Test		G
	1	2	1	2	
SiO ₂	#	-	#	-	-
TiO ₂ [§]	#	-	#	-	-
Al ₂ O ₃	#	-	20	0.1%	SKGN
Fe ₂ O ₃ [*]	13	1%	19	1%	CGN
MnO	11	1%	19	1%	CGN
MgO	4	>5%	7	>5%	-
CaO	21	0.1%	25	0.1%	SKGN
Na ₂ O	6	>5%	8	>5%	-
K ₂ O	#	-	5	>5%	-
P ₂ O ₅	6	>5%	8	>5%	-
S	5	>5%	9	>5%	-
Co	#	-	3	>5%	-
Cr [§]	17	0.1%	21	0.1%	SKGN
Cu [§]	#	-	3	>5%	-
Nb [§]	#	-	#	-	-
Ni	#	-	6	>5%	-
Rb [§]	3	>5%	12	5%	SKGN
Sr	11	1%	17	1%	SKGN
V [§]	4	>5%	8	>5%	-
Y [§]	3	>5%	8	>5%	-
Zn	#	-	3	>5%	-
Zr [§]	21	0.1%	21	0.1%	CGN

= Da der höchste und der niedrigste Wert der gleichen Probengruppe angehören, muß die Nullhypothese eines Unterschiedes zurückgewiesen werden.

1 = Wert der Tukey - Statistik

2 = Irrtumswahrscheinlichkeit für die Annahme der Nullhypothese

G = Gesteinsgruppe mit den höheren Durchschnittsgehalten

* = Gesamteisen als Fe₂O₃

§ = Eingeschränkte Aussagekraft, da eventuell unterschiedliche Verteilungen

Tabelle 26.7 : Überprüfung der unterschiedlichen Mittelwerte der CGN- (N = 14) und SKGN - Proben (N = 30) auf ihr statistische Sicherheit

ationsbereiches der Tremolitskarne. Da die Anzahl der Diopsid - Skarne nicht ausreicht, um einen Vergleich auf systematische Unterschiede zwischen den beiden Skarntypen durchführen zu können, wurden alle Skarnproben für vergleichende Betrachtungen zusammengefaßt.

27.1. Skarne im Liegenden des Mafits

Man könnte erwarten, daß die hydrothermale Aktivität in Riihilahti durch die Eruption des Mafits ausgelöst wurde. Im Liegenden der Mafit - Körper (siehe geologische Querprofile, Abb. 4.3, 4.6, 4.7) treten jedoch ebenfalls Skarne auf, die wie die Skarne im Hangenden des Mafits eine hellgrüne Farbe und Sulfidgehalte zeigen. Da von diesen älteren Skarnen (SKA) nur 5 Proben genommen wurden (Nr. B 7353, B 8676, B 8881, B 8882, B 8945) kann auch hier keine Untersuchung über Unterschiede in der geochemischen Zusammensetzung durchgeführt werden. Bei nur 5 Proben ist die Gefahr einer Fehlinterpretation zu groß. Diese Skarne wurden aber nicht für die Berechnung der SK - Mittelwerte berücksichtigt. In Tabelle 27.1 sind die Mittelwerte der älteren Skarne aufgelistet. Sie zeigen z.T. andere Mittelwerte und Variationsbereiche, so daß die Vermutung naheliegt, daß systematische Unterschiede existieren sollten, deren Ursache im Einfluß des Mafits liegen könnte.

27.2. Unterschiede zwischen SK und SKGN

Aufgrund der höheren Skarnmineralanteile gegenüber SKGN sollten die SK - Proben einen noch stärkeren Einfluß hydrothermalen Stoffzufuhren widerspiegeln als die SKGN. Um die statistische Sicherheit für die Unterschiede deutlich zu machen, die aus der Tabelle der durchschnittlichen Elementgehalte (Tab. 27.2) nicht abzulesen sind, wurden zwischen SK und SKGN Tukey - Tests durchgeführt. Sowohl für die Berechnung der Durchschnittszusammensetzung, als auch für die Tukey - Tests wurden nur Proben berücksichtigt, die einen Schwefelgehalt < 9 Gew. - % aufweisen. Alle Proben mit Schwefelgehalten > 9 Gew. - % wurden in eine eigene Gruppe (SKE, siehe Kap. 28, 28.1) zusammengefaßt, da sie vom

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %
SiO ₂	44.96	4.56	38.41	51.27	10.15
TiO ₂	0.35	0.13	0.18	0.54	36.70
Al ₂ O ₃	12.58	1.10	10.63	13.35	8.71
Fe ₂ O ₃ *	14.04	4.72	9.81	22.11	33.60
MnO	0.11	0.01	0.10	0.12	7.84
MgO	7.54	1.49	6.24	9.96	19.81
CaO	8.69	2.85	5.76	12.86	32.77
Na ₂ O	0.74	0.51	0.33	1.54	68.70
K ₂ O	0.99	0.57	0.42	1.79	57.73
P ₂ O ₅	0.44	0.58	0.11	1.46	131.12
S	4.12	1.79	1.60	6.30	43.36
Co	838	273	501	1098	32.55
Cr	444	254	65	690	57.18
Cu	17189	7067	8850	27504	41.11
Nb	100 % < LLD				
Ni	154	53	63	199	34.41
Rb	20	12	11	37	58.09
Sr	79	13	65	91	16.24
V	155	64	55	220	41.41
Y	14	2	11	17	17.50
Zn	1886	1179	855	3706	62.52
Zr	53	37	16	109	69.95

Tabelle 27.1 : Populationsstatistische Angaben zu den Skarnproben
im Liegenden des Mafits (SKA); N = 5
Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Schiefe
SiO ₂	45.95	5.62	36.38	61.63	12.22	0.72
TiO ₂ §	0.48	0.21	0.29	1.20	43.45	2.45
Al ₂ O ₃	14.30	2.05	8.99	17.61	14.34	-0.50
Fe ₂ O ₃ *	12.20	3.32	6.37	18.90	27.18	0.25
MnO	0.11	0.02	0.09	0.19	21.04	1.27
MgO	8.48	2.17	4.84	15.36	25.55	0.77
CaO	11.38	3.34	4.89	17.95	29.38	0.18
Na ₂ O	0.74	0.42	0.28	2.03	57.57	1.53
K ₂ O	1.26	0.58	0.50	2.90	46.32	0.82
P ₂ O ₅	0.24	0.28	0.05	1.50	113.28	2.96
S	3.40	1.66	0.63	6.70	48.88	0.27
Co	449	362	25	1463	80.70	0.94
Cr	579	268	80	983	46.24	-0.66
Cu	6517	6024	325	22953	92.44	1.17
Nb	75 % < LLD		0 [#]	6		
Ni	158	70	14	279	43.96	-0.63
Rb	22	10	8	42	44.20	0.11
Sr	110	35	28	171	31.31	-0.91
V	191	59	47	316	31.04	-0.68
Y	19	8	10	44	40.72	1.02
Zn §	839	848	128	3889	101.07	1.77
Zr §	59	50	21	200	84.10	1.64

Tabelle 27.2 a : Populationsstatistische Angaben zu den Skarn - Proben

(N = 33; für Ni, Rb, Sr, Y, Zr: N = 32)

Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

optischen Eindruck her z.T. massive Sulfiderzlagen repräsentieren.

Anhand der Tukey - Tests (siehe Tab. 27.3) ist nachweisbar, daß die Skarne gegenüber SKGN niedrigere Gehalte an Al_2O_3 , Na_2O und K_2O , sowie an Rb und Zr aufweisen, daß dagegen ihre Fe_2O_3 , MnO -, MgO -, CaO - und P_2O_5 - Gehalte mit großer statistischer Sicherheit höher sind. Interessant ist, daß sich der Unterschied im Schwefelgehalt nahe an der Signifikanz - Grenze bewegt, während für Co, Cu und Zn die Unterschiede statistisch gesehen geringer sind.

27.3. Elementbeziehungen in den Skarnen

Die Unterschiede in den Durchschnittsgehalten, besonders bei Kalzium und Magnesium, müssen ihre Ursache in der Ausfällung von Mineralen als Folge der hydrothermalen Aktivität haben. Welche Minerale sich eventuell gebildet haben könnten, und welche Elemente sich dabei wie verhielten, soll aus den Beziehungen der Elementkorrelationen abgeleitet werden.

Reste der ursprünglichen sedimentären Elementbeziehungen zu entdecken ist durch den hohen Anteil an hydrothermal zugeführter Substanz stark erschwert und besonders bei den Elementen, die in großen Mengen zugeführt wurden, die in den Gneisen selbst aber nur in geringen Mengen enthalten waren wie z.B. MgO und CaO , gänzlich unmöglich.

Betrachtet man rezente hydrothermale Lösungen (WEISSBERG et al 1979 u.a.) und vergleicht sie mit der durchschnittlichen Zusammensetzung von Meerwasser (TUREKIAN 1969) ist offensichtlich, daß die Hydrothermen in Abhängigkeit von der Temperatur relativ an Magnesium verarmt sind.

Leitet man die hydrothermalen Lösungen aus Meerwasser ab (siehe unten), dann findet während der Verweildauer des Wassers in den durchströmten Gesteinen und während der Erwärmungsphase ein Stoffaustausch mit den Gesteinen statt, der einen deutlichen Magnesium - Verlust bewirkt. Besonders wenn in der Entwicklung der Hydrotherme ein Stadium sehr hoher Temperatur erreicht wurde (z.B. durch Einwirkung eines Magmatits), in der eine Chlorit- oder Smectit - Bildung stattfinden konnte, wird die resultierende Lösung praktisch frei von Magnesium sein. Auch die Ausfällung von Kalzit (siehe unten) zeigt, daß der Anteil an Magnesium in der Lösung nicht sehr hoch gewesen sein kann (siehe Kap. 15.4.3.6).

Element	m	s _m	Schiefe	10 ^m
TiO ₂	-0.34823	0.14188	1.48	0.45
Na ₂ O	-0.18958	0.21921	0.41	0.65
P ₂ O ₅	-0.77616	0.35666	0.64	0.17
Co	2.47535	0.45098	-0.68	299
Cu	3.58032	0.52205	-0.52	3805
Zn	2.74556	0.39318	0.32	557
Zr	1.66636	0.28537	0.86	46

Tabelle 27.2 b : Geometrische Mittelwerte einiger Elemente der
Skarn - Proben

Wenn einerseits die Magnesiumgehalte in der Lösung als gering angesehen werden müssen, andererseits aber ein eindeutiger Zusammenhang zwischen Magnesium - Anreicherung und der Anreicherung anderer Elemente bei der hydrothermalen Aktivität besteht, erhebt sich die Frage, woher dann die Magnesiumgehalte stammen und welcher Prozess zu der Anreicherung führte.

Das Meerwasser sollte zur Bildungszeit der Gesteine von Riihilahti mit CO₂ gesättigt gewesen sein (WINDLEY 1977), zusätzlich könnten die hydrothermalen Lösungen sehr hohe CO₂ - Gehalte transportiert haben (vergl. BISCHOFF et al 1981, HUTCHINSON 1980). Nimmt man an, daß die CO₂ - Gehalte in den Hydrothermen deutlich über denen des Meerwassers lagen und diese Lösungen sich mit dem Meerwasser mischten, kann es durch Erhöhung des pH und / oder der CO₂ - Aktivität zur Ausfällung von Karbonaten gekommen sein (MEL'NIK 1973). Ein großer Teil der Kationen (Eisen, Kalzium, Magnesium) kann aus dem Meerwasser stammen, wo aufgrund des niedrigeren pH als im rezenten Meerwasser höhere Konzentrationen dieser Elemente vorgelegen haben sollten (vergl. DREVER 1974, MEL'NIK 1973).

Neben einer Ausfällung von Kalzit (Kalzium ist in der Hydrothermie in großen Konzentrationen zu erwarten) könnte es nach MEL'NIK (1973) auch zur Ausfällung der Paragenesen von Fe - Mg - Karbonaten zusammen mit Chloriten oder Saponit kommen.

Während bei den SKGN - Proben MgO und CaO deutlich mitein-

Element	Tukey - Test		mod. Tukey - Test		G
	1	2	1	2	
SiO ₂	#	-	4	>5%	-
TiO ₂	4	>5%	9	>5%	-
Al ₂ O ₃ *	17	0.1%	20	0.1%	SKGN
Fe ₂ O ₃	#	-	17	0.1%	SK
MnO	24	0.1%	30	0.1%	SK
MgO	10	1%	13	1%	SK
CaO	12	1%	18	0.1%	SK
Na ₂ O	7	5%	8	>5%	(SKGN)
K ₂ O	24	0.1%	30	0.1%	SKGN
P ₂ O ₅	#	-	10	5%	SK
S	5	>5%	9	>5%	-
Co	#	-	3	>5%	-
Cr	#	-	3	>5%	-
Cu	#	-	5	>5%	-
Nb	#	-	#	-	-
Ni	3	>5%	5	>5%	-
Rb	26	0.1%	29	0.1%	SKGN
Sr	3	>5%	4	>5%	-
V	2	>5%	7	>5%	-
Y	3	>5%	5	>5%	-
Zn	2	>5%	7	>5%	-
Zr	10	1%	12	5%	SKGN

= Da der höchste und der niedrigste Wert der gleichen Probengruppe angehören, muß die Nullhypothese eines Unterschiedes zurückgewiesen werden.

1 = Wert der Tukey - Statistik

2 = Irrtumswahrscheinlichkeit für die Annahme der Nullhypothese

G = Gesteinsgruppe mit den höheren Durchschnittsgehalten

* = Gesamteisen als Fe₂O₃

Tabelle 27.3 : Überprüfung der unterschiedlichen Mittelwerte der SKGN- (N = 30) und SK - Proben (N = 33) auf ihre statistische Sicherheit

ander korreliert waren (siehe Tab. A 3 im Anhang), fällt bei der Betrachtung der Korrelations - Matrix der SK auf, daß diese Korrelation in diesen Proben nicht mehr vorhanden ist ($r = 0.08$). Dagegen ist jedoch CaO mit MnO und Sr positiv korreliert. Strontium kann aufgrund der Ähnlichkeit der Ionenradien Kalzium in Mineralgittern relativ leicht vertreten, daß jedoch Mangan mit Kalzium zusammen offensichtlich in gleicher Weise in Mineralen gebunden wird, setzt voraus, daß Mangan in zweiwertiger Form vorlag, wie es bereits bei anderen Gesteinsgruppen angenommen wurde (siehe Kap. 15.4.3.15 und 26.3). Da kein weiteres Element mit der Gruppe CaO, MnO und Sr positiv korreliert und sich auch zwischen SiO_2 und CaO eine relativ stark ausgeprägte negative Korrelation ergibt ($r = - 0.44$), sollte Kalzium in einer Form in das Gestein eingebracht worden sein, die wenig oder kein SiO_2 enthielt.

Magnesium dagegen zeigt zu keinem der analysierten Elemente eine ausgeprägte Korrelation, lediglich gegenüber SiO_2 ist die negative Korrelation deutlicher ausgebildet, was aber nur besagt, daß der detritogene Quarz und das hydrothermal transportierte SiO_2 durch die Ausfällung anderer Minerale mit nur geringen oder fehlenden Siliziumgehalten verdünnt wurde (vergl. CHAYES 1964).

Neben der bereits genannten Möglichkeit der Ausfällung von Magnesium als Karbonat, einem Vorgang, der besonders bei niedrigen Temperaturen zu erwarten wäre und durch die metamorphe Reaktion mit SiO_2 kaum nachzuweisen ist (es sei denn es würden Reste existieren), könnte eine Ausfällung von Magnesiumsilikaten erfolgt sein. Ihre Entstehung bei niedrigen Temperaturen wurde von DREVER (1974) ausführlich diskutiert. Unter rezent marinen Bedingungen verhindern nur kinetische Barrieren die Ausfällung von Magnesiumsilikaten aus dem an Magnesiumsilikaten übersättigtem Meerwasser. Eine Erniedrigung des pH - Wertes durch den Austritt der Hydrothermen, zusammen mit der starken Übersättigung der abkühlenden Lösungen mit SiO_2 und der höheren Temperatur, sollte diese kinetischen Barrieren überwinden. Es sollten dann Talk, Chrysotil oder Sepiolith ausfallen (DREVER 1974, HEMLEY et al 1977 a, b). Auch Chlorit könnte je nach Temperatur, pH und gelöstem Aluminium neben SiO_2 ausgefällt werden (LARGE 1977). Da MgO im Gegensatz zu CaO keine negative Korrelation gegenüber Al_2O_3 und Fe_2O_3 aufweist, kann die Möglichkeit einer Chlorit - Ausfällung nicht von der Hand gewiesen werden, auch wenn daraus nicht die ausschließliche Magnesium - Ausfällung in dieser Form angenommen werden darf.

Aluminium und Magnesium zeigen in den SK - Proben keine Korrelation, wohl aber Al_2O_3 mit K_2O , Cr, Rb und V (sowie in geringerem Maße auch mit Sr). Diese Elementkorrelationen sind dahingehend interpretierbar, daß hydrothermal transportiertes Aluminium auch zusammen mit diesen Elementen als " Tonminerale " ausfiel und / oder daß detritogene Feldspäte in Tonminerale umgewandelt wurden. Nickel zeigt hohe Korrelationskoeffizienten zu K_2O , Cr und V, was so gedeutet werden kann, daß Nickel entweder in dieses Mineral eingebaut wurde, oder daß es adsorbiert wurde.

Sicherlich detritogenen Ursprungs sind die Elementkorrelationen zwischen SiO_2 und Zr, sowie zwischen TiO_2 , Y, Zr und (mit Einschränkungen, da zu 75 % unter der Nachweisgrenze) Nb, wobei die Korrelation mit $r = 0.36$ zwischen TiO_2 und Y durch die Korrelation zwischen Nb und Y eine gewisse Bedeutung in diesem Zusammenhang bekommt. Auch in der Gruppe der SK - Proben werden die Korrelationen dieser Elemente durch die detritogene Einbringung von Schwermineralen und die Konzentrationsveränderung durch die Zumischung hydrothermal zugeführten Materials erzeugt. Wie bereits bei der Diskussion von SKGN angeführt (siehe Kap. 26.4.1) wurde möglicherweise auch bei den SK - Proben TiO_2 in geringen Mengen zugeführt.

Unter den Elementen, die mit SiO_2 negativ korrelieren und damit zeigen, daß sie in großen Mengen zugeführt wurden, sind unter anderem Eisen, Schwefel, Kobalt, Kupfer, Nickel und Zink sowie Phosphor. Die Korrelation dieser Elemente untereinander macht wahrscheinlich, daß in diesen Proben die Elemente Kobalt, Kupfer und Eisen, sowie mit Einschränkungen Zink und Nickel, als Sulfide aus den Lösungen ausgefällt wurden. Eisen und Schwefel sind aber deutlich weniger klar miteinander korreliert als Co und Cu mit Schwefel, was einen Hinweis darauf liefert, daß nur ein Teil des Eisens bei der Entstehung der Skarne sulfidisch gebunden wurde, ein Teil jedoch auch als Karbonat, Silikat oder als Oxidhydrat.

Zink zeigt aufgrund seiner Korrelation mit MnO ($r = 0.37$) und Nickel durch die Korrelation mit Cr, V usw., daß auch diese Elemente nicht als Sulfide ausgefällt wurden. Wegen der geringen Löslichkeit von Sulfiden muß deshalb angenommen werden, daß die Schwefel - Aktivität in der Hydrotherme bei der Bildung dieser Gesteine nicht sehr hoch gewesen sein kann und daß hohe Metallgehalte als Chlorid - Komplexe transportiert wurden. Sie könnten dann mit den frisch entstandenen Mine-

ralen in Wechselwirkung treten, oder bei deren Ausfällung in deren Mineralgitter aufgenommen werden.

28. Erze (SKE und GNE)

Der Ausdruck Erz stellt keinen geologischen Begriff dar, sondern stets eine ökonomische Bewertung des Mineralbestandes eines Gesteines. Grundlage für diese Bewertung stellt die Möglichkeit dar, unter Berücksichtigung der aktuellen Rohstoff - Preise, der Investitionskosten, Infrastruktur, Subventionen usw. die Metallgehalte eines Gesteines rentabel (d.h. ohne Verlust) abzubauen. Wo die Grenze der Abbauwürdigkeit liegt wird also nur in zweiter Linie vom Metallgehalt bestimmt.

Da ein Erz nicht zwangsläufig einen geologischen Körper darstellen muß und im vorliegenden Fall auch nicht darstellt (da mehrere Gesteine unterschiedlicher Genese vergleichbare Metallkonzentrationen enthalten) wurde auf eine Eingrenzung der " Erzzone " in den geologischen Querprofilen (Abb. 4.2 - 4.9) verzichtet. Ihre Grenzen könnten durch Änderungen der Weltmarkt - Situation deutlich in ihrer Größe und Lage verändert werden.

Der Begriff wird deshalb an dieser Stelle nicht im ökonomischen Sinne gebraucht, sondern um besonders erzmineralreiche Partien zweier Gesteinstypen zu kennzeichnen.

Für die Grenzziehung wurde bei den Skarn - Proben ein Schwefelgehalt von > 9 Gew. - % gefordert. Diese Grenze wurde angenommen, um die besonders sulfidreichen Proben und die darin auftretenden Elementbeziehungen besser unter genetischen Aspekten betrachten zu können, ohne daß andere Prozesse wie z.B. Sedimentation (bei den SK und SKGN) eine Überlagerung von Beziehungen hervorrufen kann. Unter den Gesteinsproben mit massiven Sulfidlagen wurden nach dem makroskopischen Eindruck unterschieden, ob die Sulfide mit Skarnmineralen oder mit Gneismaterial auftreten. Diese Unterscheidung war notwendig, um Unterschiede im Bildungsprozess, der zur Ausbildung der Unterschiede in den Gesteinen führte, aufdecken zu können. Bei den besonders sulfidreichen Skarnen (SKE) wurde stets Tremolit mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie nachgewiesen, die in den sulfidreichen Gneis - Proben (GNE) fehlen.

Auch bei den GNE - Proben wurde als Grenze ein Schwefelgehalt von mindestens 9 Gew. - % angenommen. Ebenfalls aufgenommen wurden aber auch " Quarzite " mit hohen Sulfidanteilen, da angenommen wird, daß diese " Quarzite " (z.B. Probe Nr. B 8611, 15370) ihren fast monomineralischen Silikatmineralbestand ebenfalls der Ausfällung aus hydrothermalen Lösungen verdanken.

28.1. Sulfidreiche Skarne (SKE)

Betrachtet man die Tabelle 28.1 mit den Mittelwerten dieser Probengruppe und vergleicht den Variationsbereich der einzelnen Elemente mit denen der SK, erübrigt sich ein Tukey - Test für den Nachweis, daß diese Unterschiede nicht nur vorgetäuscht werden. Es läßt sich auch erkennen, daß alle Elemente außer Fe_2O_3 , S, Co, Cu, Ni und Zn in den SKE - Proben in niedrigeren Gehalten enthalten sind.

Bemerkenswert ist, daß das Eisen / Mangan - Verhältnis in den SKE - Proben wesentlich größer ist als bei den Skarnen. Diese beiden Elemente sind in den SKE negativ korreliert ($r = - 0.76$), ein Ausdruck der Tatsache, daß Mangan in den Silikatphasen integriert ist, da es gegenüber Eisen eine nur geringe Affinität zu Schwefel aufweist.

Aufgrund des umgekehrten Verhältnisses von Silikaten zu Sulfiden ergeben sich in der Korrelations - Matrix gegenüber SK deutlich differierende Korrelationsbeziehungen. Die in den Silikatmineralen gebundenen Elemente zeigen gegenüber SiO_2 und untereinander mehr oder minder deutlich ausgeprägte positive Korrelationen (siehe Tab. A 3 im Anhang), die jedoch keinen Rückschluß auf den prämetamorphen Mineralbestand zulassen. Es ist jedoch anzunehmen, daß er im wesentlichen dem der SK - Proben vergleichbar war, aber ein intensiver Elementausgleich während der Metamorphose stattfand.

Der als Sulfid gebundene Anteil des Gesteines ist dagegen mit SiO_2 , Al_2O_3 u.a. negativ korreliert und besteht in erster Linie aus Eisen, Schwefel, Kobalt und Nickel, eine Elementkombination, die den überwiegenden Anteil an Eisensulfiden und den darin bevorzugt aufgenommenen Elementen (vergl. VAUGHAN & CRAIG 1978) widerspiegelt. Kupfer fällt aus dieser Gruppe etwas heraus, da es zwar gegenüber SiO_2 , Na_2O , K_2O und MgO negativ korreliert ist, gegenüber TiO_2 , Al_2O_3 , CaO und

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Schief
SiO ₂	25.58	10.08	6.61	39.67	39.41	-0.62
TiO ₂	0.25	0.09	0.06	0.40	35.43	-0.46
Al ₂ O ₃	7.28	3.09	1.56	10.66	42.52	-0.71
Fe ₂ O ₃ *	34.65	12.55	22.14	57.53	36.22	0.73
MnO	0.09	0.02	0.05	0.11	24.77	-0.68
MgO	4.53	2.05	0.68	7.48	45.32	-0.54
CaO	7.01	3.37	1.12	12.22	48.04	-0.32
Na ₂ O	0.34	0.17	0.07	0.74	51.66	0.60
K ₂ O	0.48	0.36	0.08	1.31	73.93	0.88
P ₂ O ₅	0.19	0.09	0.06	0.39	46.53	0.71
S	16.50	7.23	9.00	32.00	25.61	0.88
Co	2572	1169	95	4406	45.44	-0.46
Cr	309	149	78	511	48.05	-0.19
Cu	13954	7245	2800	30000	51.92	0.55
Nb	100 %	< LLD				
Ni	677	347	267	1328	51.24	0.62
Rb	9	9	0 ^{ff}	27	101.69	0.84
Sr	61	30	17	108	48.32	-0.05
V	125	41	48	180	32.33	-0.35
Y	15	4	8	25	29.00	0.74
Zn	3296	2974	202	10154	90.23	0.92
Zr	33	26	9	106	78.13	1.88

Tabelle 28.1 a : Populationsstatistische Angaben zu den SKE - Proben

(N = 11); (S > 9 Gew. - %)

Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

P_2O_5 aber keine klare Korrelation erkennen läßt. Aufgrund der geringeren Menge an den Gesamt - Sulfiden zeigt Cu, ebenso wie Zn, auch keine Korrelation zu Schwefel.

Element	m	s_m	Schiefe	10^m
K_2O	-0.44237	0.37038	-0.34	0.36
Rb	0.87938	0.40706	-0.22	8
Zn	3.29782	0.52654	-0.50	1985
Zr	1.43547	0.27393	0.33	27

Tabelle 28.1 b : Geometrische Mittelwerte einiger Elemente der
SKE - Proben

Zink zeigt von allen Metallen das eigenständigste Verhalten und besitzt zu keinem der Hauptelemente eine deutliche Korrelation. Lediglich gegenüber Al_2O_3 ($r = 0.31$) und K_2O ($r = - 0.32$) sind Tendenzen angedeutet, die der des Kupfers näherungsweise parallel gehen, wie auch der Korrelationskoeffizient von 0.67 zwischen Zink und Kupfer zeigt.

Obwohl Kupfer und Zink im Gegensatz zu Co keine interpretierbare Korrelationen zu Schwefel aufweisen, ist Kobalt mit Kupfer und andeutungsweise mit Zink positiv korreliert, was auf und der gemeinsamen hydrothermalen Zufuhr und der Bindung als Sulfide eigentlich auch zu erwarten wäre.

28.2. Sulfidreiche Gneise (GNE)

Die Korrelationsmatrix der GNE - Proben unterscheidet sich in einigen wichtigen Punkten von der der SKE - Proben.

So ergibt sich zwischen TiO_2 und Zr eine signifikante Korrelation mit $r = 0.94$, die den sedimentären Charakter dieses Gesteines kennzeichnet, in das diese beiden Elemente als Schwerminerale eingebracht wurden. Bei diesen Proben war also der hydrothermale Einfluß (Zufuhr von

TiO_2 ?) nicht so groß, daß diese Korrelation verwischt werden konnte. An diese Schwerminerale scheinen auch Vanadium und Yttrium fast quantitativ gebunden zu sein, da sich hohe Korrelationen, besonders zu Zirkonium, ergeben. Über Niobium, das ebenfalls an diese Minerale gebunden sein sollte (siehe z.B. Kap. 26.3) ist keine Aussage möglich, da alle Nb - Gehalte unter der Nachweisgrenze liegen.

Ebenfalls auffallend ist der Unterschied in der Korrelation zwischen Natrium und Kalium, die bei einem Korrelationskoeffizienten von 0.86 ganz klar darauf hindeutet, daß diese beiden Elemente an die gleichen Mineralphasen (Tonminerale, Hydroglimmer o.ä.) gebunden sind. Daß diese Mineralphasen hohe Aluminium - Gehalte haben, läßt sich aus der relativ hohen Korrelation von 0.83 zwischen Kalium und Aluminium ableiten. Ebenfalls hochgradig mit Kalium korreliert sind Chrom und Rubidium. Zusammen mit den zwar nicht signifikanten, aber dennoch stark ausgebildeten Korrelationen mit Silizium und Strontium deuten diese Elementkorrelationen ebenfalls darauf hin, daß hier sehr wahrscheinlich ein Tonmineral bzw. ein Hydroglimmer als häufiges prämetamorphes Mineral vorlag. Interessant ist, daß die Kupfer- und Zinkgehalte zu diesem Mineral keine Beziehung zeigen (vergl. Kap. 26.3), es ergeben sich nur minimale Korrelationskoeffizienten.

Aufgrund der Korrelationen zu Aluminium und der Korrelationen einiger weiterer Elemente untereinander läßt sich eine zweite Gruppe von Elementen erkennen, die offensichtlich ebenfalls eine prämetamorphe Mineralphase widerspiegeln. Diese Mineralphase sollte den höheren Anteil an Silikatmineralen ausmachen, wie die stärker ausgeprägten negativen Korrelationen zu den mit Sicherheit hydrothermal zugeführten Metallen Eisen, Kobalt und Nickel sowie gegenüber Schwefel zeigen. Dieses Mineral müßte aus Silizium, Aluminium und Magnesium als Hauptbestandteilen bestanden haben, sowie dem größten Teil des Chroms, Strontiums und Zinks als untergeordnete Bestandteile, wie die Korrelationen dieser Spuren zu den Hauptelementen zeigen (siehe Tab. A 3 im Anhang).

Wenn man diese ausgeprägte Korrelation von Zink zu Chrom und Magnesium, und in schwächerem Maße auch zu Aluminium, sieht, verwundert es nicht, daß keine positive Korrelation zwischen Zink und Schwefel existiert, auch wenn man eine solche Beziehung durch das Auftreten von Zinkblende erwarten würde. Die angedeutete negative Korrelation ($r = -0.32$) zeigt jedoch, daß ein großer Teil des Zinks nicht sulfidisch

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Schiefe
SiO ₂	29.56	13.11	10.30	47.54	44.34	-0.22
TiO ₂	0.32	0.22	0.01	0.79	67.31	0.28
Al ₂ O ₃	7.18	4.34	0.11	12.00	60.49	-0.40
Fe ₂ O ₃ *	36.89	17.94	19.25	71.73	48.63	0.63
MnO	0.09	0.05	0.02	0.20	54.92	0.63
MgO	3.57	2.21	0.18	6.67	61.95	-0.11
CaO	4.56	2.80	0.06	9.18	61.43	-0.40
Na ₂ O	0.43	0.36	0.01	1.16	82.84	0.84
K ₂ O	1.01	0.71	0 [#]	2.43	70.34	0.28
P ₂ O ₅	0.82	0.98	0.01	3.09	117.21	0.96
S	15.43	8.90	7.80	33.50	57.69	0.74
Co	2557	1366	644	5390	53.42	0.71
Cr	280	239	0 [#]	593	85.33	0.23
Cu	20703	9217	7535	31750	44.52	-0.06
Nb	100 %	< LLD				
Ni	761	520	282	1747	68.23	0.75
Rb	18	13	0 [#]	36	75.05	0.03
Sr	46	29	0 [#]	92	62.03	-0.44
V	256	194	25	675	75.80	0.81
Y	28	22	5	86	80.49	1.30
Zn	2226	1763	323	5215	79.21	0.40
Zr	29	20	2	75	68.16	0.62

Tabelle 28.2 a : Populationsstatistische Angaben zu den GNE - Proben
(N = 12)

Zeichenerklärung siehe Seite 118 b

gebunden sein kann.

Element	m	s _m	Schiefte	10 ^m
Na ₂ O	-0.58360	0.57677	-1.13	0.26
P ₂ O ₅	-0.53156	0.77860	-0.31	0.29
Ni	2.79394	0.28234	0.36	622
Y	1.32160	0.34454	-0.07	21

Tabelle 28.2 b : Geometrische Mittelwerte einiger Elemente der
GNE - Proben

Positiv mit Schwefel sind dagegen Kobalt ($r = 0.65$) und Nickel ($r = 0.41$) korreliert, während nur ein Teil des Eisens sulfidisch gebunden zu sein scheint, denn es ergibt sich keine Korrelation, sondern eine statistische Verteilung. Da aber Eisen mit allen in den Silikaten gebundenen Elementen starke bis sehr starke negative Korrelationen aufweist, bedeutet das, daß Eisen nicht nur als Sulfid ausgefällt wurde, sondern auch in oxidischer Form. Möglicherweise konnten dann Kobalt und Nickel, sowie geringe Mengen von Kupfer adsorptiv an dieses Eisenoxidhydrat gebunden werden, wie es bereits bei den CGN - Proben vermutet wurde. Eine Ausfällung als z.B. Karbonate ist nicht wahrscheinlich, da andernfalls Mangan ebenfalls ausgefällt werden müßte und sich keine negative Korrelation ($r = - 0.50$) zu Eisen ergeben sollte. Aufgrund einer solchen Ausfällung und Adsorption wäre zumindest die schwach angedeutete negative Korrelation des Kupfers zu Schwefel erklärbar. Da auch Kobalt und Nickel mit Eisen hohe Korrelationen aufweisen, die höher sind als die jeweiligen Korrelationen gegenüber Schwefel (und bei CGN gegenüber Schwefel sogar zu negativen Korrelationen tendieren, die bei den reinen Cordierit - Gneisen sogar deutlich ausgeprägt sind) drängt sich die Annahme auf, daß die Hauptursache für die Entstehung dieser Interelement - Korrelationen im Eisengehalt und nicht im Schwefel zu suchen ist. In diesem Punkt ergibt sich also ein ganz klarer Unterschied zu den Elementbeziehungen bei SK und KE.

Diese Annahme würde aber voraussetzen, daß nur ein Teil des Ei-

sens und der anderen Metalle als Sulfide vorlagen (siehe auch Kap. 29.6), oder daß Schwefel in einer zweiten Phase zugeführt wurde, denn zu keinem anderen Element zeigt Schwefel eine signifikante Korrelation. Alle Korrelationskoeffizienten außer dem zu Kobalt liegen in Bereichen, die keine strengen Beziehungen erkennen lassen. Bei einer nachträglichen Sulfidisierung müßten dann Bedingungen geherrscht haben, die eine Bindung von Kobalt, Nickel, Eisen, Kupfer und Zink mit abnehmenden relativen Mengen und mit abnehmender Wahrscheinlichkeit erfolgen ließen, ein Prozess, der hochgradig unwahrscheinlich ist.

28.3. Unterschiede zwischen SKE und GNE

Bei so deutlichen Unterschieden in den Korrelationsmatrizes, die auf die (hydrothermale) Bildung unterschiedlicher Minerale hindeuten, wäre an sich zu erwarten, daß sich signifikante Unterschiede in den Durchschnittszusammensetzungen der beiden " Erzarten " ergeben würden. Besonders bei einigen Hauptelementen wie MgO und CaO wäre zu erwarten, daß die zu beobachtenden Unterschiede (siehe Tab. 28.1 und 28.2) mit statistischen Mitteln zu untermauern sein sollten. Aus diesem Grund wurde eine Tukey - Test durchgeführt, der in Tabelle 28.3 zusammengefaßt ist.

Bei allen Elementen außer SiO_2 überlagern sich die Variationsbereiche der beiden Gesteinsgruppen so stark, daß nicht mit ausreichender statistischer Sicherheit angenommen werden kann, daß die Unterschiede der Mittelwerte nicht Produkte der zufälligen Probennahme sind. Um die in Kap. 28.1 und 28.2 aufgezeigten Unterschiede in den Elementbeziehungen, aber vor allem die vermutlich tatsächlich vorhandenen Unterschiede in der Zusammensetzung nachweisen zu können, wäre eine größere Anzahl sehr kritisch genomener Proben über kleinere Bohrkernbereiche nötig. Systematische Änderungen der Zusammensetzung sind auf engem Raum zu erwarten, bei den großen Analysenbereichen dieser Arbeit aber nicht feststellbar.

Element	Tukey - Test		mod. Tukey - Test		G
	1	2	1	2	
SiO ₂	5	>5%	10	5%	GNE
TiO ₂	#	-	#	-	-
Al ₂ O ₃ *	#	-	#	-	-
Fe ₂ O ₃ *	#	-	#	-	-
MnO	#	-	#	-	-
MgO	3	>5%	4	>5%	-
CaO	6	>5%	9	>5%	-
Na ₂ O	#	-	#	-	-
K ₂ O	#	-	#	-	-
P ₂ O ₅	#	-	#	-	-
S	#	-	2	>5%	-
Co	3	>5%	3	>5%	-
Cr	#	-	#	-	-
Cu	5	>5%	9	>5%	-
Nb	alle Werte < LLD				
Ni	4	>5%	4	>5%	-
Rb	#	-	#	-	-
Sr	5	>5%	8	>5%	-
V	#	-	#	-	-
Y	#	-	#	-	-
Zn	#	-	3	>5%	-
Zr	3	>5%	4	>5%	-

= Da der höchste und der niedrigste Wert der gleichen Probengruppe angehören, muß die Nullhypothese eines Unterschiedes zurückgewiesen werden.

1 = Wert der Tukey - Statistik

2 = Irrtumswahrscheinlichkeit für die Annahme der Nullhypothese

G = Gesteinsgruppe mit den höheren Durchschnittsgehalten

* = Gesamteisen als Fe₂O₃

Tabelle 28.3 : Überprüfung der unterschiedlichen Mittelwerte der GNE- (N = 13) und SKE - Proben (N = 11) auf ihre statistische Sicherheit

29. Zusammenfassende Diskussion der hydrothermalen Aktivitäten

Vor der Interpretation der einzelnen Gesteinsgruppen als Produkt mehrerer zeitlich getrennter bzw. sich durch ihre Eigenschaften wie Temperatur oder gelösten Stoffbestand unterscheidender hydrothermaler Prozesse oder als fazielle Vertretung nur eines Prozesses, sind einige weitergehende Anmerkungen notwendig.

29.1. Ursachen der hydrothermalen Aktivität

So erscheint es wichtig, darauf hinzuweisen, daß die hydrothermal entstandenen Vererzungen eine enge räumliche Beziehung zum Auftreten des Mafits von Riihilahti haben und daß die hydrothermale Aktivität über weite Strecken einen pulsierenden Charakter hatte.

Pulsierende hydrothermale Aktivität ist ein Phänomen, das zuweilen zur Erklärung herangezogen werden muß, um zyklische Abfolgen von Erzmineralen (z.B. FINLOW - BATES 1979 a), oder Abfolgen lagig auftretender Elementanomalien zu erklären (z.B. DEGENS & ROSS 1976, DMITRIEV et al 1971, HOLLISTER et al 1971).

Pulsierend kann in diesem Zusammenhang bedeuten, daß die Metallzufuhr entweder im Sinn von mehreren, kurzzeitigen Exhalationen stattfindet (z.B. MACDONALD et al 1980), oder daß die gleiche Quelle hydrothermaler Aktivität in zeitlichem Abstand mehrmals kurzzeitig aktiviert wird (vergl. HENLEY & THORNLEY 1979). Mehrere unterschiedliche, kurzzeitige Exhalationsphasen könnten in Riihilahti durch die zeitlich getrennten Magmenschübe des Mafits verursacht sein. In diesem Fall sind ihre Stärke, Auswirkung und Dauer direkt von der Größe der Intrusion, der Permeabilität der Überdeckung und damit der Abkühlungsgeschwindigkeit abhängig. Bei so kleinen Körpern wie in Riihilahti sollte die Abkühlungsgeschwindigkeit sehr hoch sein (vergl. IRVINE 1970, SPOONER & FYFE 1973). Natürlich spielt in diesem Zusammenhang auch eine Rolle, ob ein Magmenschub selbst eine hydrothermale Konvektionszelle erzeugt (siehe Kap. 5), oder nur einen Beitrag zu einer bereits existierenden, weiterreichenden Konvektionszelle liefert.

Aber auch ohne nachweisbare magmatische Aktivität sind aufeinanderfolgende, kurzzeitige Exhalationsphasen möglich, die allerdings mög-

licherweise in einem Temperaturbereich der Lösungen ablaufen, der eine nur geringe Transportfähigkeit der Hydrothermen für Erzmehalle wie Kupfer zuläßt, andererseits aber einen Transport von Silikatbestandteilen erlaubt. Exhalationen können auch durch tektonische Bewegungen hervorgerufen werden, wobei es schwierig ist, Ursache und Wirkung zu trennen. So können heiße Lösungen, die durch ein Gesteinssystem zirkulieren, eine geringere tektonische Beanspruchbarkeit des Gesteins verursachen, d.h. dann einsetzende tektonische Bewegungen bewirken eine spontane Erhöhung der Permeabilität des Gesteins für diese Hydrothermen (ANDREWS & FYFE 1976). Eine andere Möglichkeit wird von SIBSON et al (1975) vorgeschlagen, wonach Strain im Gestein Bereiche erzeugt, in denen der Druck unter dem des hydrostatischen Druckes liegt. In diesen Bereichen sammeln sich Lösungen an. Bei einer Strain - Reduktion infolge tektonischer Bewegungen wird auf diese wasserreichen Zonen der hydrostatische Druck wirksam und die Lösungen werden ausgequetscht.

Tektonische Bewegungen werden schon lange mit Lagerstättenbildungen in Verbindung gebracht (z.B. SMITH 1969) und sind auch für die Outokumpu - Zone eine ernstzunehmende Möglichkeit. Die Schwefelisotopen - Daten von MÄKELÄ (1974) und der schichtige Aufbau großer Teile des Erzes (PELTOLA 1978 u.a.) sprechen für eine pulsierende hydrothermale Aktivität, die, aufgrund fehlender bzw. nicht bekannter magmatischer Wärmequellen im Liegenden der Erzkörper, tektonisch verursacht sein könnte. Auslöser könnten die von KOISTINEN (1981) angenommenen synsedimentären tektonischen Bewegungen sein. Aufgrund der nur geringen räumlichen Entfernung des Vorkommens von Riihilahti zu Outokumpu muß auch hier mit einem solchen Einfluß gerechnet werden. Tektonische Bewegungen könnten mit der Eruption von Mafit - Schüben verknüpft sein und in diesem Fall für intensivere und länger andauernde hydrothermale Aktivität verantwortlich sein.

Betrachtet man die Skarnminerallagen in den SKGN bzw. die Skarn - Linsen jeweils als ein Produkt einer hydrothermalen Phase (bei relativ niedrigen Temperaturen), so ergibt sich eine starke zahlenmäßige Diskrepanz zur möglichen Anzahl von Mafit - Körpern. Aber nicht nur das Zahlenverhältnis spricht für eine (auch) durch Tektonik initiierte hydrothermale Aktivität, sondern auch das Auftreten von vererzten Skarnen im Liegenden des Mafits (siehe Kap. 27.1). Die Skarn - Körper besitzen jedoch eine so geringe Größe und Mächtigkeit, daß eine großräumige Konvektionszelle kaum für ihre Entstehung verantwortlich gemacht werden kann.

29.2. Die Herkunft der hydrothermalen Lösungen

Lösungen, die durch die Grauwacken von Riihilahti zirkulierten, müssen aus dem Meerwasser abgeleitet werden, da keine Möglichkeiten bestehen, aus größeren Magmenkomplexen " juveniles " Wasser abzuleiten. Würde es sich um (vorwiegend) juveniles Wasser handeln, wäre mit einem möglicherweise stärkeren, auf jeden Fall kontinuierlicheren Prozess, ohne diese offensichtliche räumliche Beziehung zu den Mafit - Körpern, zu rechnen.

Untersuchungen der Flüssigkeitseinschlüsse diverser Lagerstätten (OHMOTO & RYE 1974, ROEDDER 1976, SPOONER 1981 u.a.), sowie Messungen an Exhalationen am " East Pacific Rise " (siehe in BLSCHOFF 1980) zeigen, daß bei vielen exhalativen Lagerstätten die erbringenden Lösungen in ihren Salzgehalten nicht wesentlich vom Salzgehalt des Meerwassers abwichen. Durch die Zirkulation durch die Sedimente wird der Chemismus des Meerwassers natürlich verändert (vergl. HUTCHINSON et al 1980). Diese Veränderungen hängen von den gleichen Faktoren ab, wie sie auch bei der Umwandlung basischer Vulkanite durch hydrothermale Lösungen aufgezeigt wurden, nämlich von der temperaturabhängigen Löslichkeit von Elementen und Mineralen, den sich einstellenden Gleichgewichten zwischen Lösungen und Mineralbestand (maximale Löslichkeit und Sättigung brauchen nicht erreicht zu sein !), der Dauer der Reaktionen zwischen Gestein und Lösung und natürlich dem Wasser / Gesteins - Verhältnis.

Durch Hydratisierung von Mineralen in den Grauwacken und anderen sedimentären Gesteinen im Liegenden des untersuchten Bereiches und durch das Lösen von Chlorid - Ionen bei erhöhten Temperaturen (vergl. ELLIS 1967), sollte sich in Abhängigkeit von der Reaktionsdauer zwischen Lösung und Gestein der Chlorgehalt, und damit auch der Gesamt - Salzgehalt der Lösungen, erhöhen (ANDREWS & FYFE 1976). Der Salzgehalt der Lösungen wird von eminenter Bedeutung für die Ausbildung der Vererzung, da er in Abhängigkeit von der Temperatur der Lösung und der Wassertiefe das Verhalten der Lösung beim subaquatischen Austritt kontrolliert (siehe unten) und das Lösungsverhalten von Übergangselementen stark beeinflußt.

29.3. Die Zusammensetzung der Lösungen

Während die Vorgänge bei den Wechselwirkungen zwischen heißen Lösungen und basaltischen Gesteinen (ozeanische Kruste) und das Mobilisationsverhalten einzelner Elemente als Quellen für hydrothermale Metallanreicherungen mittlerweile recht gut untersucht sind (siehe vorne), gibt es nur wenige vergleichbare Untersuchungen über die in Sedimenten bei der Zirkulation hydrothermalen Lösungen ablaufenden Prozesse. Gemeint ist damit nicht die Nebengesteinsumwandlung durch metallreiche heiße Lösungen, sondern die Entstehung dieser Hydrothermen durch Auslaugungen in der Tiefe.

Der gegenwärtige Wissensstand über die Entstehung und die Zusammensetzung der erzbildenden Lösungen beruht z.T. auf experimentellen Untersuchungen wie denen von BISCHOFF et al (1981), HELGESON (1967), HIRST (1972) und LONG & ANGINO (1982), z.T. auf Untersuchungen von Flüssigkeitseinschlüssen (z.B. ROEDDER 1976) und den Beobachtungen an rezenten hydrothermalen Systemen wie Salton Sea (z.B. WHITE 1968), Cheleken (z.B. LEBEDEV 1972) oder dem Roten Meer (z.B. BREWER & SPENCER 1969).

Besonders die an natürlichen Bedingungen orientierten experimentellen Untersuchungen von BISCHOFF et al (1981) und LONG & ANGINO (1982) lassen einige Rückschlüsse auf die mögliche Transportform der erzbildenden Metalle zu, zeigen aber auch, daß weitere Untersuchungen zum besseren Verständnis solcher Prozesse unabdingbar notwendig sind. Aufgrund der Beobachtungen, daß die Salzkonzentration (Chlorid - Konzentration) einen direkten Einfluß auf die Löslichkeit von Metallionen hat, erscheint die Ansicht gerechtfertigt, daß wohl in erster Linie Chlorid - Komplexe für den Transport der Übergangselemente verantwortlich sind. Es sei zu diesem Thema auf die ausführliche Diskussion in BARNES (1976), VAUGHAN (1976) und VAUGHAN & CRAIG (1978) über die Transportformen der einzelnen Metalle in hydrothermalen Lösungen verwiesen.

Für die Zusammensetzung der bei der Zirkulation durch Sedimente entstehenden Lösungen erscheint es aufgrund der beiden experimentellen Untersuchungen angebracht, einen leicht sauren pH und möglicherweise relativ hohe CO_2 - Gehalte (die von der Umwandlung von Dolomit im Sediment herrühren könnten) zu erwarten, sowie einen von der Temperatur abhängigen Gehalt an gelöstem Silizium, Kalzium, Magnesium, Kali-

um und an Erzmعادallen. Höhere Temperaturen bewirken bei allen Salzkonzentrationen eine verstärkte Auslaugung von Übergangselementen, sowie von Kalium und Kalzium. Durch die Bildung von Albit, für dessen Bildung Natrium aus der Lösung aufgenommen wird, kann es zu einer Natriumanreicherung im Gestein kommen.

Die Zusammensetzung der Lösungen ist ganz offensichtlich von einer Vielzahl von Faktoren abhängig, zu denen die Ausgangszusammensetzung und der Mineralbestand des Sedimentes gehören, die Ionenstärke der zirkulierenden Lösungen sowie Konzentrationen und Verhältnisse von Alkalien und Erdalkalien. Aufgrund der vielen unterschiedlichen Beeinflussungsmöglichkeiten und der geringen Anzahl experimenteller Untersuchungen bei natürlichen Bedingungen läßt sich keine Aussage darüber ableiten, welche Elementverhältnisse in einer solchen hydrothermalen Lösung zu erwarten sind.

Es zeichnet sich jedoch der Trend ab, daß bei niedrigen Temperaturen besonders Eisen und Mangan in Lösung gehen, und daß Zink in höheren Konzentrationen an der Lösung beteiligt ist als Kupfer. Besonders bei niedrigen Temperaturen ist das Verhalten jedoch nicht einheitlich und offensichtlich ganz stark von den im Gestein vorliegenden Konzentrationen und Verhältnissen abhängig.

Die Experimente von BISCHOFF et al (1981) zeigen, daß zirkulierendes Meerwasser auch bei 350° C kaum in der Lage sein wird, so hohe Metallkonzentrationen anzureichern, daß der von BARNES (1979) mit ca. 10 ppm als Minimum für Vererzungslösungen hydrothermaler Prozesse angesehenen Grenzwerte erreicht wird. Da andererseits andere Autoren bereits Konzentrationen von ca. 1 ppm in Lösung für die Bildung hydrothermaler Vererzungen als ausreichend ansehen, erscheint die Möglichkeit einer solchen Lagerstättengenese, besonders unter Berücksichtigung eines großen Reservoirs an durchströmtem Gestein, als realistisch.

Im speziellen Fall von Riihilahti ist weiterhin in Betracht zu ziehen, daß durch die Wechselwirkungen zwischen Mafit und zirkulierenden Lösungen nicht nur die Temperatur der Lösung drastisch erhöht worden sein könnte (vergl. BISCHOFF 1980), sondern auch, daß Metalle wie Kupfer und Eisen möglicherweise neben Schwefel für die Anreicherung der Lösungen bereitgestellt worden sein könnten und damit sehr hohe Metallgehalte in der Lösung resultieren können, die auch bei kurzlebigen Konvektionszellen relativ große Mengen an Metallen transportieren können. Diese Metallgehalte müßten dann über den Bereich der metasoma-

tischen Schalen hinaus abgeführt worden sein, d.h. die Metallanreicherungen in diesen Schalen (siehe Kap. 23 und 25) müßte dann erst bei Temperaturen entstanden sein, die einen weiten Transport nicht mehr zuließen, also nach der Entstehung der massiven hydrothermal exhalativen Erze.

In diesem Zusammenhang ist interessant, daß bei den Experimenten von BISCHOFF et al (1981) die Konzentrationen von reduziertem Schwefel in der Lösung auf eine Sulfat - Reduktion zurückgeführt werden müssen und nicht auf die Lösung von Sulfiden aus der Grauwacke. Diese Beobachtung macht es je nach Temperaturbereich möglicherweise notwendig, für den Transport auch der vom Mafit beeinflussten Lösungen eine nur geringe Schwefel - Aktivität anzunehmen und die Bereitstellung des Schwefels für die Ausfällung der Sulfide auf das Vorhandensein von Sulfat im Meerwasser zurückzuführen.

Wenn die Annahme stimmt, daß die Bedingungen im Meerwasser zur Entstehungszeit dieser Erze oxidierend genug waren, um bei der subaquatischen Umwandlung des Mafits Eisen in Form eines Eisenoxidhydrates festzuhalten (siehe Kap. 15.4.3.15), stellt SO_4^{2-} bei pH - Werten um den Neutralbereich bzw. etwas darunter (siehe oben) die stabile wässrige Form des Schwefels im Meerwasser dar. Eine Bereitstellung von reduzierten Schwefelverbindungen durch den Austritt der Hydrothermen in ein euxinisches Milieu (wie es aufgrund des Auftretens von schwarzen Schiefen eventuell für andere Vorkommen der Outokumpu - Zone möglich erscheint) muß deshalb abgelehnt werden.

Wie bereits gesagt ist damit zu rechnen, daß der Salzgehalt in den zirkulierenden Lösungen durch Reaktion mit dem Sediment (im speziellen Fall auch mit dem Mafit) zumindest geringfügig über dem des Meerwassers lag. Es erscheint jedoch unwahrscheinlich, daß so starke Salzkonzentrationen, wie sie aus einigen hydrothermalen Systemen (siehe WEISSBERG et al 1979 u.a.) beschrieben werden, entstanden sein könnten. Höhere Salzkonzentrationen in den Lösungen würden jedoch die Löslichkeit der Erzmehalle stark positiv beeinflussen.

Sobald die Temperaturen in den hydrothermalen Lösungen ausreichten, um smektitähnliche Minerale zu bilden, oder wenn die Konzentration an gelöstem SiO_2 in den Lösungen bei den herrschenden Temperaturen und pH - Werten ausreichten, um magnesiumhaltige Minerale auszufällen, ist damit zu rechnen, daß die hydrothermalen Lösungen bei ihrem Austritt weitgehend frei von Magnesium waren. Diese Aussage ist von gro-

Der Wichtigkeit für die Entstehung der Skarne (siehe Kap. 27.3).

29.4. Das Verhalten der Hydrothermen bei der Exhalation

In Abhängigkeit von der Wassertiefe, sowie Temperatur und Salzgehalt der Lösungen wird beim Austritt der Hydrothermen am Meeresboden (bzw. noch beim Aufstieg) unter Umständen eine adiabatische Ausdehnung (BISCHOFF 1980) oder ein adiabatisches Kochen der Lösungen erfolgen (FINLOW - BATES & LARGE 1978, HAAS 1971, RIDGE 1973 u.a.), Vorgänge, die beide stockwerkartige Vererzungen der Erzminerale mit der geringsten Löslichkeit, d.h. vorwiegend Kupferkies und Pyrit, verursachen kann. HAAS (1971) macht daneben Angaben über die spezifischen Gewichte solcher Lösungen, die dafür verantwortlich sind, ob sich ein subaquatischer " Salzsee " am Meeresboden oder in Vertiefungen bilden kann wie z.B. im Roten Meer (DEGENS & ROSS 1969 u.a.), aus denen langsam Sulfide und andere Minerale ausfallen, oder ob sich eine Wolke bildet, die aufsteigt und sich mit Meerwasser mischt (SATO 1972, SOLOMON & WALSHE 1979 a, b, TURNER & GUSTAFSON 1978 u.a.).

Nur subaquatische Salzseen oder Exhalationen in flaches Wasser (vergl. z.B. SOLOMON & WALSHE 1979 b), wie sie für die Ausbildung fein geschichteter Lagerstätten wie z.B. Mount Isa angenommen werden (FINLOW - BATES & STUMPFL 1979) können eine feine Lamellierung verursachen. Aufsteigende Lösungswolken verursachen dagegen relativ massive und schlecht zonierte Erze.

Je ähnlicher sich die Salzkonzentrationen in der hydrothermalen Lösung und im Meerwasser sind, desto höher ist die Wahrscheinlichkeit, daß sich eine aufsteigende Lösungswolke bildet, die sich mit Meerwasser mischt, abkühlt, und aus der dabei die transportierten Metallgehalte relativ unsortiert ausfallen.

Beim Austritt der hydrothermalen Lösungen ist in vertikaler Richtung, ebenso wie in horizontaler Richtung, eine Zonierung der entstehenden Erzkörper zu erwarten (HUTCHINSON et al 1980, NRIAGU 1971, SUSAK & CRERAR 1982 u.a.), da sich aufgrund unterschiedlicher Löslichkeitsprodukte der einzelnen Sulfide eine horizontale Ausfällungsreihenfolge mit der Veränderung der physiko - chemischen Bedingungen einstellen sollte und auch eine Veränderung der chemischen Zusammenset-

zung in der Hydrotherme im Verlauf der Entwicklung des Konvektionssystems (z.B. Absinken der Temperatur) in einer vertikalen Zonierung resultieren muß.

Die Zonierung, die bei Ausfällungen von Sulfiden aus hydrothermalen Lösungen bei niedrigen Temperaturen zu erwarten sind, wurde ausführlich von BARNES (1975) diskutiert. Wurden die Metallgehalte vorwiegend als Chlorid - Komplexe transportiert, ist bei ausreichend hohem Sauerstoffangebot auch mit der Ausfällung oxidischer Phasen zu rechnen.

Treten sehr heiße Lösungen aus, wird, unabhängig von Details im ablaufenden Prozess, eine Abkühlung der Lösung und damit eine Ausfällung der unlöslichsten Minerale erfolgen. Der für die Bildung der dabei entstehenden Sulfidminerale (vorwiegend Kupferkies und Eisensulfide) notwendige Schwefel kann sowohl aus der Hydrotherme selbst stammen (Transport der Metalle als Sulfid - Komplexe), als auch durch die Reaktion der hochtemperierten, reduzierten Lösungen mit dem im Meerwasser gelösten Sulfat bereitgestellt werden. Möglicherweise war die Gesamtmenge an gelöstem Schwefel zur Zeit der Erzbildung von Riihilahti geringer als in späteren geologischen Epochen (PLIMER & FINLOW - BATES 1978), woraus abzuleiten wäre, daß die Menge an durch die Lösung reduzierbarem Schwefel eventuell nicht ausreichte, um alle gelösten Metalle als Sulfide ausfallen zu lassen. Die Konsequenz wäre ein leichteres Ausfällen von Metallen als oxidische Phasen, selbst bei höheren Temperaturen.

Es ist anzunehmen, daß eine sehr heiße Lösung (vergl. BISCHOFF 1980, MACDONALD et al 1980, SPIESS et al 1980) bei der Abkühlung auf unter 250° C den größten Teil der transportierten Kupfergehalte als Kupferkies ausfällen wird (z.B. SOLOMON & WALSHE 1979 a, b), zusammen mit einem Eisenmineral (je nach Schwefel- und Sauerstoff - Aktivität als Pyrit, Pyrrhotin oder eine oxidische Eisenphase; LARGE 1977, PLIMER & FINLOW - BATES 1978 u.a.). Bei einer weiteren Abkühlung ist dann vor allem mit einer Ausfällung von Zinkblende zusätzlich zur Bildung von Eisenmineralen zu rechnen.

Je nach Ausmaß und Geschwindigkeit der Exhalationen können in den austretenden Lösungen sehr hohe Stömungsgeschwindigkeiten resultieren (siehe z.B. MACDONALD et al 1980) die bewirken können, daß eine Abkühlung auf diesen Temperaturbereich erst in großer Höhe über dem Meeresboden erreicht wird, daß Turbulenzen im Austrittsstrom und / oder Meeresströmungen die winzigen Sulfidpartikel (siehe

BÄCKER 1980 und Zusammenstellung in HENLEY & THORNLEY 1979) verfrachten können (SOLOMON & WALSH 1979 a, b). Ein solcher Vorgang wird für manche zinkarme, massive Sulfiderze wie z.B. Rio Tinto angenommen (BADHAM 1982, SOLOMON et al 1980). In solchen Fällen ist mit einer schichtgebundenen Zink - Anomalie, ähnlich wie Mangan - Aureolen (vergl. STUMPF 1979, WHITEHEAD 1973 u.a.) zu rechnen.

Waren die Temperaturen weniger hoch, sind als ausfallende Minerale vorwiegend Zinkblende (+ Bleiglanz) zusammen mit Pyrit zu erwarten. In einem solchen Fall sollten die Lösungen vergleichsweise niedrige Kupfergehalte aufgewiesen haben, da z.B. Kupferkies dann nicht mehr in der Hydrotherme gelöst sein sollte, eine höhere Temperatur in größerer Tiefe durch die Beeinflussung des Magmas vorausgesetzt. Ein Kupfertransport in größeren Mengen wäre dann nur denkbar, wenn die Lösungen extrem an Schwefel untersättigt waren, d.h. die Metalle als Chlorid - Komplexe transportiert wurden.

Bei sehr niedrigen Temperaturen der Lösungen schließlich sollten vorwiegend Pyrit und SiO_2 oder, bei entsprechend oxidierenden Bedingungen, Eisenoxide (im weitesten Sinne) mit SiO_2 ausfallen, wobei der Bereich, in dem alles restliche Eisensulfid aus der Lösung ausgefällt wird, durch immer schnellere Abkühlung relativ klein werden könnte. Mit Ausnahme dieses Bereiches, in dem eine besonders starke Eisensulfid - Anreicherung denkbar ist, sollten die Mengen an ausgefällten Eisensulfiden über den gesamten Temperaturbereich weitgehend konstant sein.

29.5. Rückschlüsse auf die Exhalationen in Riihilahti

Diese Reihenfolge bei der Ausfällung aus den hydrothermalen Lösungen, wie sie im Verlauf der Entwicklung der hydrothermalen Konvektionszelle(n) zu erwarten und in vielen Lagerstätten rekonstruierbar ist, kann in dieser Form nicht einfach auf Riihilahti übertragen werden. Zu viele Faktoren spielen eine Rolle, wie z.B. die wahrscheinlich mehrmals einsetzende hydrothermale Aktivität, bei der bereits abgelagerte Minerale (Sulfide) durch erneut austretenden Lösungen eine mehrmalige Reaktion erfahren haben können (BARNES 1975, FINLOW - BATES et al 1977, GIBLIN 1978, HENLEY & THORNLEY 1979, ZHABIN 1974 u.a.). Auch bei der Diagenese und Metamorphose kann durch Diffusionserscheinungen,

bzw. Sulfidisierungen eine Nivellierung bestehender Zonierungen und Elementbeziehungen eintreten. Selbst eine relativ geringfügige Änderung der Zusammensetzung oder Temperatur der Lösung (die wiederum einen anderen Lösungsschemismus verursachen kann) sollte Änderungen im resultierenden Mineralbestand bzw. in den Verhältnissen einzelner Minerale bewirken. Dieser Mineralbestand wiederum bewirkt einen ganz bestimmten Zusammenhang zwischen Elementen, der durch die Veränderungen bei höheren oder niedrigeren Temperaturen überprägt wird. So verwundert es auch nicht allzusehr, daß Elementkorrelationen, wie sie für eine Sulfid - Ausfällung bei hohen Temperaturen zu erwarten wären, in den Gesteinen nicht oder nur andeutungsweise zu beobachten sind.

Ein weiterer Grund, warum sich diese Korrelationen in den Erzen von Riihilahti kaum rekonstruieren und nachweisen lassen, ist der offensichtlich relativ geringe Gehalt an Kupfer in den hydrothermalen Lösungen (siehe die Tabellen 28.1 a und 28.2 a mit den durchschnittlichen Kupfer - Gehalten in den GNE- und SKE - Proben) und das Verhältnis von Kupfer und Zink zu Eisen. Nimmt man an, daß die Temperaturen beim Austritt der Hydrothermen über ca. 250° C lagen, dann kann zwar der überwiegende Teil des gelösten Kupfers als Kupfersulfid zusammen mit einer großen Menge von Eisensulfiden ausgefällt worden sein, es muß sich deswegen jedoch kein Zusammenhang zwischen Kupfer und Schwefel, sowie zwischen Kupfer und Eisen ergeben, da der relative Anteil an Kupfer (als Kupferkies) sehr klein ist. Die Korrelationen zwischen Eisen, Kobalt und Nickel dagegen sind auf den Einbau von Co und Ni in das Gitter der mengenmäßig weit überwiegenden Eisensulfide zu erklären.

29.6. Die Entstehung der hydrothermal beeinflussten Gesteinsgruppen

Aufgrund der mineralogischen Ausbildung und der daraus resultierenden Korrelationsbeziehungen zwischen Haupt- und Spurenelementen können unter den hydrothermal überprägten Metasedimenttypen zwei Gruppen unterschieden werden.

Die erste Gruppe besteht aus SKGN, SK und SKE, die in dieser Reihenfolge von der Zusammensetzung der GN ausgehend immer stärkere hydrothermale Beeinflussung erkennen läßt. Die andere Gruppe besteht, ebenfalls von GN ausgehend, aus den Proben der CGN und GNE, deren

gemeinsames Merkmal Korrelationsbeziehungen des Eisens darstellen, die die Existenz einer oxidischen Eisenphase nahelegt und das weitgehende Fehlen von Skarnmineralen. Zwischenglieder, wie sie in der ersten Gruppe in der Form von SKGN zwischen SK und GN existieren, fehlen in dieser Gruppe oder wurden nicht als solche erkannt. Ob besonders quarzreiche Proben (siehe Kap. 28), die den GNE zugeordnet wurden, solche Zwischenglieder repräsentieren ist unklar und müßte mit einer größeren Anzahl solcher Proben überprüft werden.

Für die Entstehung dieser Gesteine gibt es vordergründig zwei Interpretationsmöglichkeiten. Eine der Möglichkeiten ist die Interpretation als fazielle Unterschiede in der Auswirkung der hydrothermalen Aktivität durch unterschiedliche Entfernung zum Austrittsbereich der Hydrothermen und der zunehmenden Einflüsse der Bedingungen im Meerwasser. Die andere Möglichkeit stellt die Interpretation dar, daß es sich um zeitlich, und damit genetisch, unterschiedliche hydrothermale Prozesse mit unterschiedlich zusammengesetzten Lösungen und / oder Temperaturen handelte. Eine schlüssige Beweisführung ist für beide Annahmen nicht möglich, wie im folgenden deutlich werden wird.

So unterschiedliche Elementkorrelationen wie sie in den Kapiteln 26 bis 28 dargestellt wurden, lassen vermuten, daß hier gänzlich unterschiedlich zusammengesetzte Lösungen eine Mischung mit Meerwasser erfuhren. Auch die geologischen Beobachtungen würden eine solche Vorstellung nicht widersprechen.

Bereits vor der Eruption des Mafits von Riihilahti gab es eine hydrothermale Aktivität, die zur Ausbildung von Skarnen führte (siehe Kap. 27.1). Da der Mafit die einzige vordergründig erkennbare Ursache für einen stärkeren oder neu einsetzenden Wärmefluß und damit für die Auslösung hydrothermaler Aktivität angesehen werden kann, ist kaum vorstellbar, daß zirkulierende Lösungen, die das gleiche Gestein durchströmen, unterschiedlich zusammengesetzt sein sollten. Unterschiede in der Zusammensetzung sind in diesem Fall nur zu erwarten, wenn sie bei unterschiedlichen Temperaturen entstanden wären. Es ist damit zu rechnen, daß besonders heiße Lösungen in der Lage sind, Sulfide zu lösen (z.B. BISCHOFF 1980, BISCHOFF et al 1981), während bei niedrigen Temperaturen im Verhältnis mehr Chlorid - Komplexe und Silikatbestandteile gelöst und transportiert werden. Aufgrund der experimentellen Untersuchungen und auch der Beobachtungen in der Natur (MACDONALD et al 1980) ist zu erwarten, daß Silikatgehalte weiter weg von der Aus-

trittsstelle ausfallen als z.B. Kupferkies, oder auch durch Hydrothermen mit niedrigen Temperaturen transportiert werden können. Die Skarne (besonders im Liegenden des Mafits) müßten also eventuell mit tektonischen Bewegungen und der damit verbundenen (niedriger temperierten ?) hydrothermalen Aktivität in Zusammenhang gebracht werden.

Das Gestein, das beim Austritt heißer hydrothermalen Lösungen am nächsten an der Austrittsstelle abgelagert wurde, sollte aufgrund der Ausführungen in Kap. 29.4 das größte Cu / Zn und Cu / Fe^S - Verhältnis aufweisen ($\% \text{ Fe} = \text{Fe}_2\text{O}_3$). Auch das Zn / Fe - Verhältnis, sowie die Menge an hydrothermal transportierten Silikaten (Skarnminerale) kann in diesem Sinne interpretiert werden, wenn man alle Gesteinsgruppen als das Produkt einer Exhalation betrachtet, die sich mit der Entfernung zur Austrittsstelle abkühlt. Ebenso berechtigt wäre die Betrachtung als Produkt mehrerer Exhalationen von Lösungen mit abnehmenden Temperaturen.

Da Silikate, Karbonate usw. bei niedrigeren Temperaturen aus der Hydrotherme ausfallen, sollte bei vergleichbaren Kupfergehalten das Gestein mit dem geringsten zugeführten Silikatanteil am nächsten zur Exhalationsstelle abgelagert worden sein. Aufgrund dieses Argumentes, zusammen mit dem (statistisch nicht abgesicherten) höheren Durchschnittsgehalt an Kupfer ist anzunehmen, daß die GNE - Proben näher an der Austrittsstelle und damit bei höheren Temperaturen abgelagert wurden als die Proben der SKE, und SKE wiederum näher als SK.

Überprüft man diese Aussage anhand des Verhältnisses von Cu / Fe unter der Annahme, daß Kupfer nur sehr nahe der Austrittsstelle ausfiel, während das fast vollständig hydrothermal zugeführte Eisen über einen größeren Bereich $\pm$ gleichmäßig auftritt, dann muß das Cu / Fe - Verhältnis mit der Entfernung abnehmen. Es ergibt sich für die Verhältnisse der Mittelwerte die Reihenfolge GNE (1 : 17.8), SK (1 : 18.7), SKE (1 : 24.8), SKGN (1 : 30.4), CGN (1 : 42.2) und GN (1 : 700).

Da Kupfer nur sehr nahe der Austrittsstelle, das Maximum der Zink - Gehalte aber durch die Ausfällung bei niedrigen Temperaturen oder durch Verfrachtung in einiger Entfernung zu erwarten ist, sollte das Verhältnis von Cu / Zn ebenfalls mit der Entfernung abnehmen. Es ergibt sich die Reihenfolge der Verhältnisse SK (1 : 0.09), GNE (1 : 0.11), SKE (1 : 0.14), SKGN (1 : 0.16), CGN (1 : 0.18) und GN (1 : 2.18). Zu dieser Reihenfolge und der Stellung von GNE und SKE ist jedoch eine Anmerkung unerlässlich. Es ist anzunehmen, daß besonders nahe

des Austrittsbereiches eine sehr hohe Wahrscheinlichkeit für die Reaktion zwischen ausgefällten Sulfiden bzw. Silikatmineralen und einer niedrigtemperierten Lösungen existiert (siehe oben), in der Zink als Chlorid in hohen Konzentrationen vorgelegen haben kann, dagegen kaum Kupfer (siehe Kap. 29.3, 29.4). Es muß deshalb eine nachträgliche Verschiebung dieses Verhältnisses vermutet werden, die bei SK durch die abschirmende Wirkung von ausgefällten Gangartmineralen (siehe unten) nicht so wahrscheinlich ist. SK, ebenso wie SKGN, zeigt mit hoher Wahrscheinlichkeit das ursprüngliche Verhältnis im oben ausgeführten Sinne. Für CGN muß eventuell ebenfalls eine Verschiebung durch Oxidationseinflüsse angenommen werden (siehe unten), es ist jedoch nicht wahrscheinlich, daß sie Anlaß für eine Fehlinterpretation in diesem Zusammenhang gibt.

Wie oben ausgeführt, sollte Eisen $\pm$ kontinuierlich verteilt sein, während Zink ein Maximum in einiger Entfernung zum Austrittsbereich erwarten läßt, dessen Entstehung aber in einen niedrigeren Temperaturbereich fällt als das des Kupfers. Außerdem ist zu erwarten, daß das Maximum breiter ist als das des Kupfers. Die ebenfalls oben angeführte " epigenetische " Zinkzufuhr bei GNE und SKE läßt erwarten, daß ein niedrigeres Zn / Fe - Verhältnis auftritt, als es der tatsächlichen Position dieser Probengruppen entspricht. Das Verhältnis sollte nahe am Austritt hoch sein, in einiger Entfernung ein Minimum erreichen und dann wieder ansteigen. Es ergibt sich jedoch die Reihenfolge der Verhältnisse GNE (1 : 162), SKE (1 : 177), SKGN (1 : 190), SK (1 : 208), CGN (1 : 235) und GN (1 : 321), die andeutet, daß GNE möglicherweise in stärkerem Maße Zink aufnahm als SKE, was als Folge der geringeren Entfernung zum Austrittsbereich angesehen wird. Etwas überrascht auch die Stellung von SKGN in dieser Reihenfolge. Es kann jedoch gut sein, daß trotz der stark unterschiedlichen Menge an hydrothermale Einfluß in dieser Gruppe dieses Verhältnis der Durchschnittsgehalte ein Ausdruck durchschnittlich höherer Temperaturen bei der Exhalation der vielen kleinen Schübe als bei der Bildung der SK ist.

Nach der Ausfällung von Kupferkies ist damit zu rechnen, daß der überwiegende Teil des Schwefels an Eisen gebunden wird, da die Zinkgehalte in Relation zu den Eisengehalten sehr gering sind (siehe oben). Mit zunehmender Entfernung von der Austrittsstelle sind zwei Einflüsse für das Verhältnis von Fe / S von Bedeutung. Zum einen nimmt mit abnehmender Temperatur die Wahrscheinlichkeit ab, zusätzlich zu dem in

der Lösung transportierten Schwefel Sulfat zu reduzieren, zum anderen steigt die Wahrscheinlichkeit einer Oxidation des ausgefällten Eisensulfides bzw. für die Ausfällung der Eisengehalte als oxidische Phase. Das Verhältnis Fe / S sollte also mit zunehmender Entfernung zur Austrittsstelle zunehmen, wobei für GNE zu berücksichtigen ist, daß die höheren Kupfergehalte und die Einbeziehung von Proben auch mit geringeren Schwefelgehalten als in SKE (siehe Kap. 28) dieses Verhältnis in geringem Maße zugunsten des Eisens verschieben. Es ergibt sich die Reihenfolge SKE (2.1 : 1), GNE (2.4 : 1), CGN (3.5 : 1), SK (3.6 : 1), SKGN (3.7 : 1) und GN (16.6 : 1). Aus diesen Verhältnissen ergibt sich durch Umrechnung der Gew. - % von Fe_2O_3 bzw. S in Element - Äquivalente ein Zahlenverhältnis, aus dem leichter abzulesen ist, ob in den einzelnen Gesteinen ein Überschuß an Eisen vorliegt. Es errechnet sich: SKE (0.84 : 1), GNE (0.96 : 1), CGN (1.38 : 1), SK (1.44 : 1), SKGN (1.47 : 1) und GN (6.68 : 1).

Aus dem Verhältnis der SKE - Proben ergibt sich die theoretische Möglichkeit, daß aufgrund des etwas zugunsten des Schwefels verschobenen Verhältnisses geringe Mengen von Pyrit existieren könnten. Die hochsignifikante Korrelation zwischen Fe und S mit $r = 0.98$ zeigt eindeutig, daß Eisen fast ausschließlich als Sulfid gebunden wurde. Eine möglicherweise in geringerem Maße abgelaufene Oxidation (siehe unten) von Sulfiden ist nicht mehr erkennbar.

Würde alles Eisen als Pyrit vorliegen, sollte sich ein konstantes Verhältnis von 1 : 2 ergeben, oder eines von ca. 1 : 1, wenn Pyrrhotin das einzige eisenhaltige Mineral wäre. Nicht als Sulfid in das Gestein eingebrachtes Eisen könnte bei der metamorphen Überprägung durch die Umwandlung von Pyrit in Pyrrhotin und den dabei freiwerdenden Schwefel sulfidisiert werden. Überschüssiger Schwefel könnte abdifferenzieren und in Nachbargesteinen Sulfidierungsreaktionen auslösen. Zwar liegt ein großer Teil des Eisens als Pyrrhotin vor, es muß aber dennoch als Zufall angesehen werden, daß sich bei den GNE - Proben fast ein Verhältnis von 1 : 1 ergibt, da Schwefel und Eisen keine positive Korrelation aufweisen. Aufgrund dieser Elementkorrelationen muß angenommen werden, daß bei GNE ein Teil des Eisens nicht in sulfidischer Form in das Gestein eingebracht wurde.

Wenn bei SKE eine strenge Korrelation zwischen Fe und S bestand, wieso ist diese Korrelation dann in dieser Gruppe nicht mehr zu beobachten, wo die oben aufgeführten und unten noch folgenden Argumente da-

rauf hindeuten, daß diese Gesteinsgruppe bei den höchsten Temperaturen bzw. nach dem kürzesten Transport von der Exhalationsstelle entstand ?

Da Eisen das Hauptkation darstellt, das in dieser Probengruppe als Sulfid vorliegen kann (siehe Tab. 28.2) können die im Vergleich zu den anderen Probengruppen hohen Gehalte an Kupfer (zusammen mit Zink) nicht für diese fehlende Korrelation verantwortlich gemacht werden. Eine denkbare Ursache für die Ausfällung von Eisen in oxidischer Form wäre die von LARGE (1977) diskutierte Möglichkeit, daß infolge geeigneter Sauerstoff - Aktivitäten in der Hydrotherme (eventuell nach Mischung mit Meerwasser) in einem kleinen Temperaturintervall Magnetit (oder allgemeiner eine oxidische Eisenphase) das ausgefällte Eisenmineral darstellt.

Wenn man aufgrund der nur gering ausgebildeten oder fehlenden Korrelationsbeziehungen zwischen Schwefel und Erzmatalen schließt, daß Schwefel zum großen Teil eine andere Herkunft als die Erzmatalen hat (bei einer Faktorenanalyse ergibt sich ein Faktor mit Fe, Co, Ni und Cu, sowie Schwefel mit einer nur sehr geringen Ladung und ein Faktor, in dem lediglich Schwefel eine starke Ladung aufweist), dann könnte man annehmen, daß eine Reduktion von SO_4^{2-} aus dem Meer erfolgte ein Prozess, der einen reduzierten Zustand der Hydrotherme erwarten läßt (vergl. HUTCHINSON et al 1980). Er schließt aber nicht aus, daß in Abhängigkeit von der Sauerstoff - Aktivität, dem Schwefelgehalt der Lösung und der Temperatur doch das Stabilitätsfeld für Magnetit erreicht wurde (siehe LARGE 1977).

Neben dieser Möglichkeit für die Entstehung der statistischen Beziehung zwischen Eisen und Schwefel muß ein weiterer Prozess als möglich angesehen werden, nämlich die Oxidation von Eisensulfiden durch das Meerwasser. Die Dauer erzbildender Prozesse und ihre Relation zu Sedimentationsraten des Nebengesteins ist von großem Einfluß auf die mineralogische Zusammensetzung submarin exhalativer Metellanreicherungen. Sind Sulfidlagen im Meer über einen längeren Zeitraum oxidierenden Bedingungen ausgesetzt, wandeln sie sich in schichtgebundene Ockerlagen um (vergl. FRANCHETEAU et al 1979, ROBERTSON & FLEET 1976).

In den letzten Jahren gab es immer wieder Untersuchungen, die zu dem Ergebnis kamen, daß die Bildung selbst großer Lagerstätten submarin exhalativer Genese in sehr kurzen Zeiträumen erfolgte (BÄCKER 1973, FINLOW - BATES 1979 b, MACDONALD et al 1980, UENO 1975 u.a.). Nimmt man auch für die Exhalationen der sulfidproduzierenden Lö-

sungen von Riihilahti einen kurzen Zeitraum an, dann muß die Sedimentationsrate des detritischen Materials recht hoch gewesen sein, um innerhalb $\pm$ massiver Sulfidlagen sedimentäres Material einzubringen (das für die Klassifikation als GNE herangezogen wurde). Eine hohe Sedimentationsrate bietet auch die Möglichkeit, die Sulfidschichten vom oxidierenden Meerwasser abzuschirmen und eine Oxidation zu verhindern. Zur Erklärung der Eisen - Schwefel - Korrelation müßte angenommen werden, daß nur ein Teil der Sulfide oxidiert wurde. Es erscheint jedoch zweifelhaft, daß eine teilweise Oxidation einer Sulfidschicht ein in der Natur ablaufender Prozess ist, da die Umwandlung der Sulfide durch die dabei entstehende Schwefelsäure einen exponentiellen Verlauf nehmen sollte, d.h. eine einmal begonnene Oxidation von sehr feinkörnigen, schlecht kristallisierten Sulfiden in einer sehr wasserreichen Schicht (BÄCKER 1980: $> 95 \% \text{ H}_2\text{O}$) müßte sehr schnell zu einer vollständigen Oxidation führen, auch wenn die Sulfide während der Umwandlung durch Sedimente abgedeckt werden.

Aus diesem Grund wird angenommen, daß die Schwefelgehalte, die in komplexierter Form in der Hydrotherme vorlagen, nicht ausreichten, um bei gegebenen physiko - chemischen Bedingungen eine ausschließliche Ausfällung des Eisens als Sulfid zu bewerkstelligen. Es wird deshalb weiter angenommen, daß neben Sulfiden auch ein Oxid des Eisens ausgefällt wurde (LARGE 1977) und eine Korrelation zwischen Eisen und Schwefel verhinderte, während bei den Proben der SKE bei niedrigeren Temperaturen nur Sulfide ausgefällt wurden.

CGN ist eine weitere Gesteinsgruppe, wo aufgrund der statischen Beziehungen zwischen Eisen und Schwefel die Existenz einer oxidischen neben einer sulfidischen Eisenphase angenommen werden muß. Da einerseits eine teilweise Oxidation der Sulfide als nicht sehr wahrscheinlich angenommen wird, andererseits aufgrund der oben diskutierten Elementverhältnisse für diese Probengruppe eine deutlich niedrigere Bildungstemperatur der hydrothermal ausgefällten Minerale angenommen werden muß, die die Wahrscheinlichkeit für die Bildung von Magnetit reduziert (LARGE 1977), auch wenn sie die Bildung nicht auszuschließen braucht (BÄCKER 1980), muß eine weitere Möglichkeit für die Erzeugung des Eisenüberschusses in Relation zum Schwefelgehalt gesucht werden.

Durch die Vermischung der Hydrotherme mit dem oxidierenden Meerwasser ergibt sich besonders im Randbereich der Exhalationen ein

schneller Temperaturabfall, der mit einem Anstieg des Sauerstoffangebotes verbunden ist. Unter diesen Bedingungen ist mit einer Ausfällung des restlichen gelösten Eisens auf engem Raum in Form von Sulfiden neben der Ausfällung von Eisenoxidhydraten zu rechnen (vergl. FRYER & HUTCHINSON 1976). Durch Mitfällung bzw. Adsorption können viele Elemente an diese Eisenoxidhydrate gebunden werden (vergl. TAYLOR 1982 u.a.). Im Falle der CGN - Proben sind Kobalt und Nickel mit Eisen signifikant korreliert, was eine Folge der Ausfällung als Sulfid sein kann (vergl. VAUGHAN & CRAIG 1978), aber auch eine Folge der Adsorption. Experimentelle Untersuchungen konnten zeigen, daß Goethit bei Anwesenheit von Kupfer, Kobalt, Nickel und Zink diese Elemente in abnehmender Menge einbauen kann (NICKEL & THORNER 1977, THORNER & WILDMAN 1979 u.a.). Die Menge an adsorptiv gebundenen Metallen hängt vom pH - Wert der Lösung, den Elementkonzentrationen in der Lösung und sehr wahrscheinlich auch von den Elementverhältnissen ab (BALISTRERI & MURRAY 1982). Welche Elemente sich darüber hinaus ebenfalls an Goethit binden lassen, ergibt sich aus den Untersuchungen von LI (1982) und MARCHIG & GUNDLACH (1982). Für einen Ausschluß von Elementen, die nicht in größerem Maße an Goethit gebunden werden können sind diese Untersuchungen jedoch für die speziellen Bedingungen von Riihilahti nicht geeignet, da ein Teil der Elemente, die nach diesen Untersuchungen eine Bevorzugung für Mangan - Oxide erkennen lassen, bei der ausschließlichen Anwesenheit von Eisenoxidhydraten sicherlich auch eine starke Affinität zu Eisen erkennen lassen würden.

Die SK - Proben zeigen durch ihr Verhältnis von Eisen zu Schwefel, daß sie mehr Eisen enthalten, als für eine ausschließliche Eisenzufuhr als Sulfide zu erwarten wäre oder durch Sulfidisierungsvorgänge bei der Metamorphose gebunden werden könnte. Eisen und Schwefel zeigen einen Korrelationskoeffizienten, der dem zwischen Schwefel und Zink vergleichbar ist, der aber deutlich unter dem von Kupfer oder Kobalt gegenüber Schwefel liegt. Es steht deshalb außer Zweifel, daß hier Eisen auch in nicht sulfidischer Form ausgefällt wurde (siehe auch Kap. 27.3).

In geringem Maße höher als bei den SK - Proben ist das Eisen - Schwefel - Verhältnis bei den SKGN - Proben, wo sich eine schwache Beziehung zwischen Eisen und Schwefel mit einem Korrelationskoeffizienten von 0.31 andeutet. Dieser Koeffizient ist vergleichbar mit dem von Kobalt zu Schwefel, ein Zeichen, daß auch hier nur ein Teil des Eisens

als Sulfid ausgefällt wurde. Daneben existieren in dieser Gesteinsgruppe zwischen Eisen und den Elementen Phosphor, Kobalt, Zink und Kupfer signifikant positive Korrelationen, die alle sehr viel höher sind als die entsprechenden Korrelationen zu Schwefel. Hier muß also eine Adsorption an Eisenoxidhydrate angenommen werden.

Das höchste Eisen / Schwefel - Verhältnis zeigen die Proben der "sterilen Gneise", die eine strenge Korrelation zwischen diesen beiden Elementen aufweisen ($r = 0.92$). Diese Korrelation zeigt, daß ein nahezu konstanter Teil des Eisens als Sulfid gebunden vorliegt.

Die aus der Betrachtung des Fe / S - Verhältnisses abzuleitende ansteigende Oxidation aufgrund einer zunehmenden Oxidationsfähigkeit des Milieus sollte sich durch eine Betrachtung des Verhältnisses Fe / Mn darstellen lassen (EDMOND et al 1979 a, b, WHITEHEAD 1973), da die Bedingungen im Meerwasser dieser Zeit offensichtlich günstig waren, um Eisen als Fe^{3+} ausfallen zu lassen, andererseits für eine Oxidation des Mangans aber nicht ausreichen (siehe auch Kap. 15.4.3.15). Ob man aus den Verhältnissen auch auf mögliche Temperaturen in der Lösung bei der Exhalation schließen kann erscheint fraglich (siehe unten), aus der Reihenfolge der Verhältnisse Fe_2O_3 / MnO mit GNE (410 : 1), SKE (385 : 1), SKGN (114 : 1), CGN und GN (113 : 1) sowie SK (111 : 1) läßt sich die oben angestellte Vermutung jedoch annähernd bestätigen. Daß das Verhältnis in den SK - Proben in Relation zu SKGN und CGN bzw. GN nicht die erwartete Stellung einnimmt, läßt sich durch den Einbau von Mangan in zweiwertiger Form in Zinkblende und vor allem in Karbonate erklären (siehe Kap. 27.3), der im Falle der Skarne das Verhältnis ebenso verkleinert wie bei den Proben der MKF (siehe Kap. 15.4.3.15). Die zu erwartende Karbonatbindung des Mangans wird bei SKGN vermutlich durch die relativ geringe Menge an Skarnmineralen (als metamorphe Reaktionsprodukte der Karbonate) überlagert und kommt deshalb nicht in diesem Maße zum Tragen.

Bei den Exhalationen, die zur Ausbildung der hier diskutierten Gesteinstypen führten, handelt es sich wahrscheinlich nicht um die Produkte nur einer hydrothermalen Konvektionzelle, sondern um die Ergebnisse von mehreren Exhalationszyklen. Die Vermutung basiert auf der starken Überlagerung von CGN, SKGN und SK (sowie GNE und SKE) in den Abbildungen 29.1 a bis 29.3 b, in denen Eisen und Mangan gegen die Gehalte anderer Elemente aufgetragen sind. Wären diese Gesteine als Glieder der faziellen Entwicklungsreihe eines Exhalationssystems entstanden

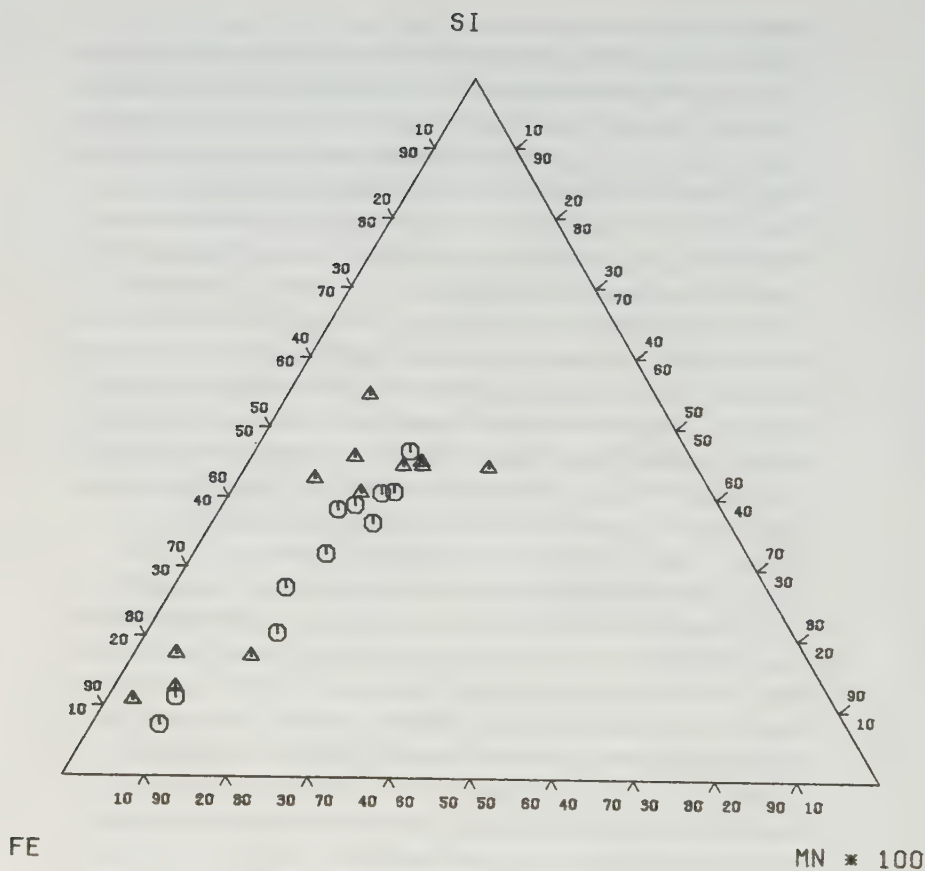
bzw. mehrerer Exhalationssysteme mit identischen Ausgangsbedingungen und der gleichen Entwicklung, dann müßten sich klarer abgetrennte Variationsbereiche ergeben, die sich in den Grenzbereichen zwar überlappen könnten, eine fast vollständige Überlagerung, wie sie in diesen Abbildungen besonders im bezug auf Fe / Mn zu beobachten ist, wäre aber nicht zu erwarten. Daß sich die Variationsbereiche weitgehend überlagern, aber dennoch Unterschiede in den Durchschnitts - Verhältnissen von Eisen zu Mangan zu beobachten sind, beruht auf Unterschieden in der Lage der Schwerpunkte der Gesteinsgruppen.

Als Schlußfolgerung ergibt sich, daß es mit zeitlichem Abstand mehrere Exhalationsphasen auf engem Raum gab, die sich durch Temperatur, Lösungsschemismus und Lebensdauer voneinander unterschieden. Jede dieser Exhalationsphasen verursachte in Abhängigkeit von Raum und Zeit ähnliche Fazien hydrothermaler Überprägungen der Sedimente. Durch die Überlagerung dieser Einflüsse, die am Trend zu höheren Mangan - Gehalten erkennbar ist (EDMOND et al 1979 a, b) (vergl. Abb. 29.3 b) wird eine Gesamtinterpretation sehr schwierig.

Eisenanreicherungen (als Oxide und Sulfide) bei niedrigen Mangan - Gehalten und erhöhten Gehalten anderer Übergangselemente, wie sie in den hydrothermal überprägten Sedimenten von Riihilahti auftreten, erinnern z.T. an Ozean - Rücken - Sedimente (BOSTRÖM & PETERSON 1966, BOSTRÖM et al 1976, DYMOND et al 1973, FRANCHETEAU et al 1979, HEKINIAN et al 1980, LEGGETT & SMITH 1980, MARCHING & GUNDLACH 1982, ROBERTSON 1976, 1978, 1981, VARNAVAS 1981 u.v.a.) mit denen sie aufgrund der geochemischen Charakteristik des Ma-fits, die auf eine Entstehung an divergierenden Plattengrenzen hindeutet, verglichen werden können.

Die Darstellungen der Abbildungen 29.1 a bis 29.3 b lassen sich nicht direkt mit graphischen Darstellungen in der Literatur (ROBERTSON 1978, 1981) vergleichen, da aufgrund der sehr geringen Mangangehalte in allen Gesteinsgruppen eine Darstellung des Mangans mit dem Faktor 100 erfolgte, um die Lage der Gesteinsgruppen relativ zueinander besser auflösen zu können und ein Plotten der Proben bei minimal variierenden Mangangehalten auf engstem Raum zu vermeiden.

Aus der Gesamtposition aller Punktlagen im Vergleich zu anderen metallreichen Sedimenten läßt sich schließen, daß die Temperaturen aller Exhalationen relativ hoch waren und alle untersuchten Proben sehr nahe der Exhalationszentren entnommen wurden (EDMOND et al 1979 a, b,



- ERZREICHE SKARNE (SKE)
 ▲ ERZREICHE GNEISE (GNE)

Abbildung 29.1 a : Ternäre Darstellung der Zusammensetzung einiger Gesteinsgruppen aus Riihilahti (siehe Text)

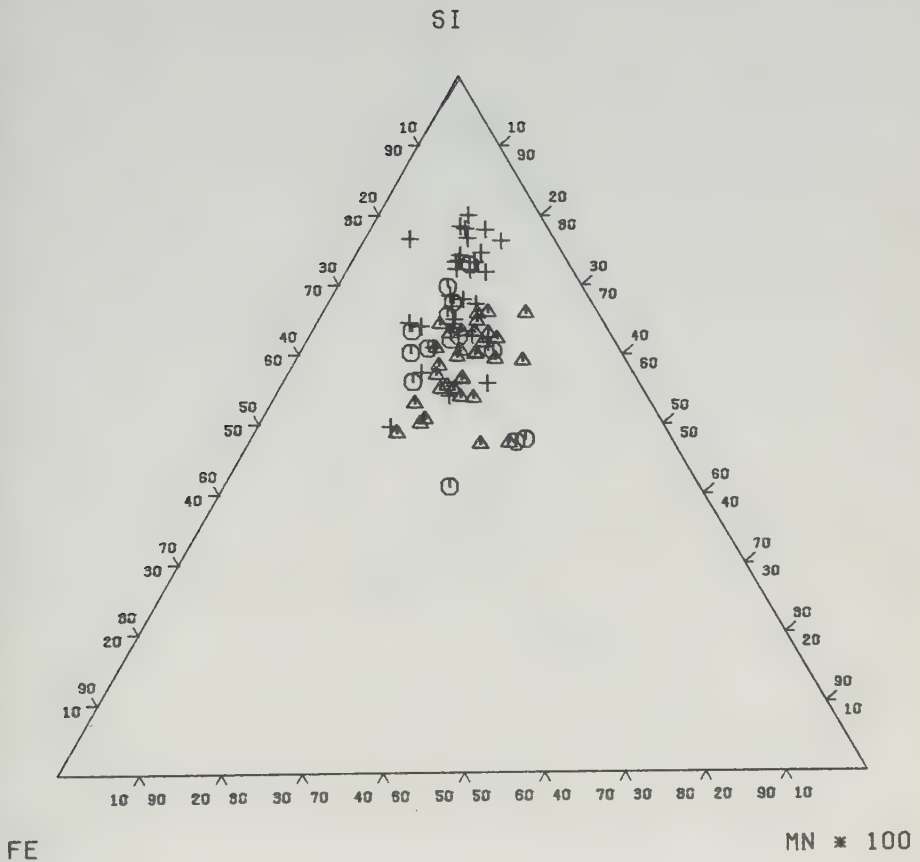


Abbildung 29.1 b : Ternäre Darstellung der Zusammensetzung einiger Gesteinsgruppen aus Riihilahti (siehe Text)

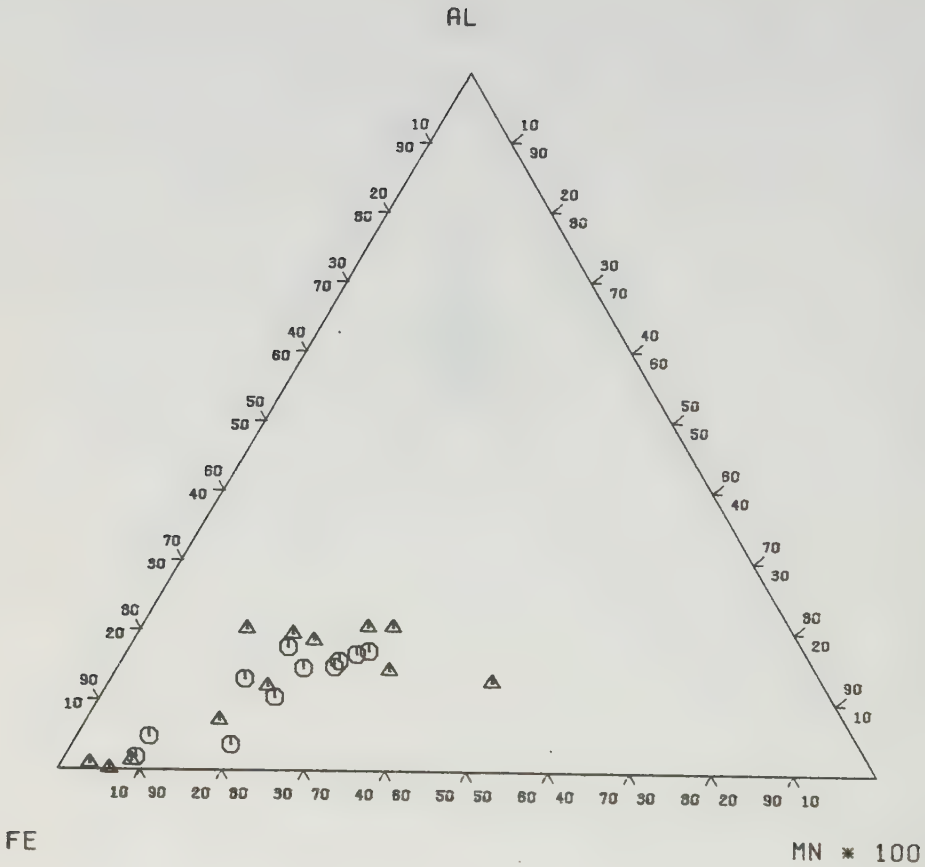
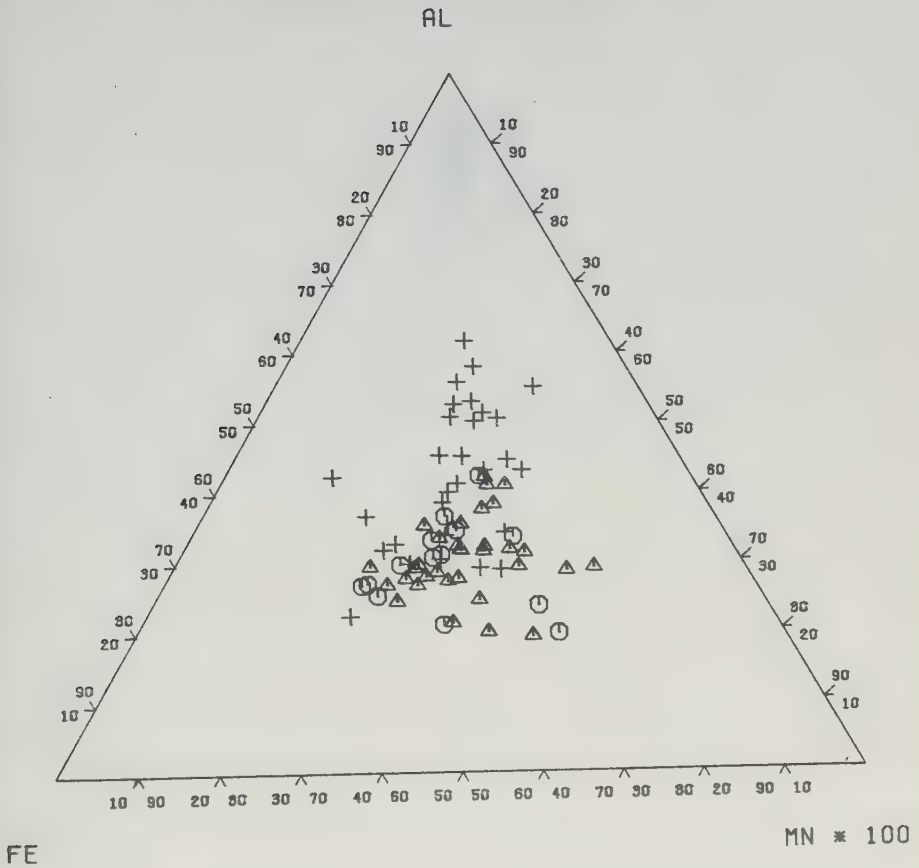


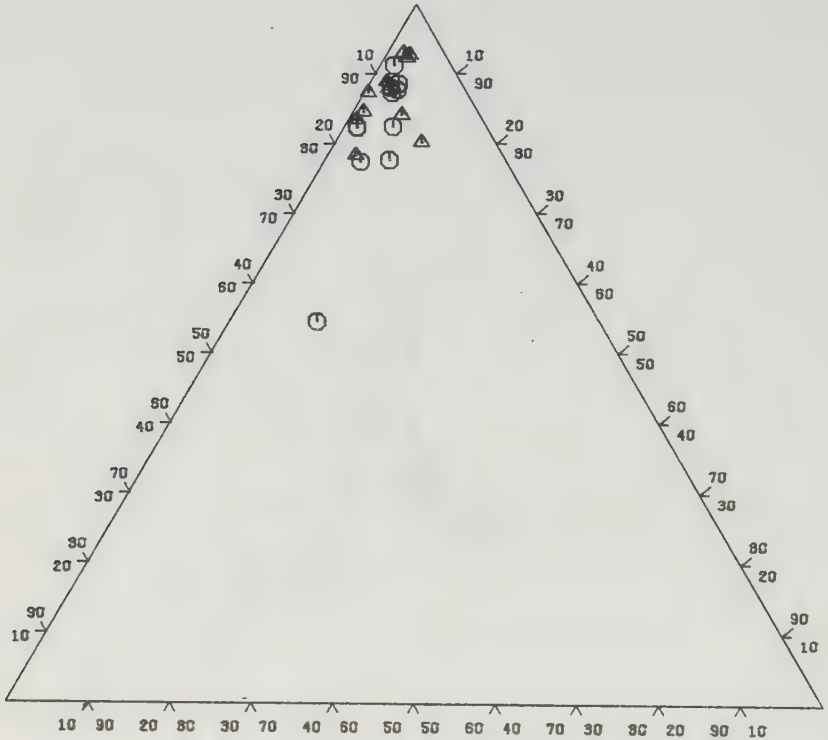
Abbildung 29.2 a : Ternäre Darstellung der Zusammensetzung einiger Gesteinsgruppen aus Riihilahti (siehe Text)



- ⊙ CORDIERITHALTIGE GNEISE (CGN)
- △ SKARNE (SK)
- + SKARNLÄGENHALTIGE GNEISE (SKGN)

Abbildung 29.2 b : Ternäre Darstellung der Zusammensetzung einiger Gesteinsgruppen aus Riihilahti (siehe Text)

(CO + CU + NI) * 100



FE

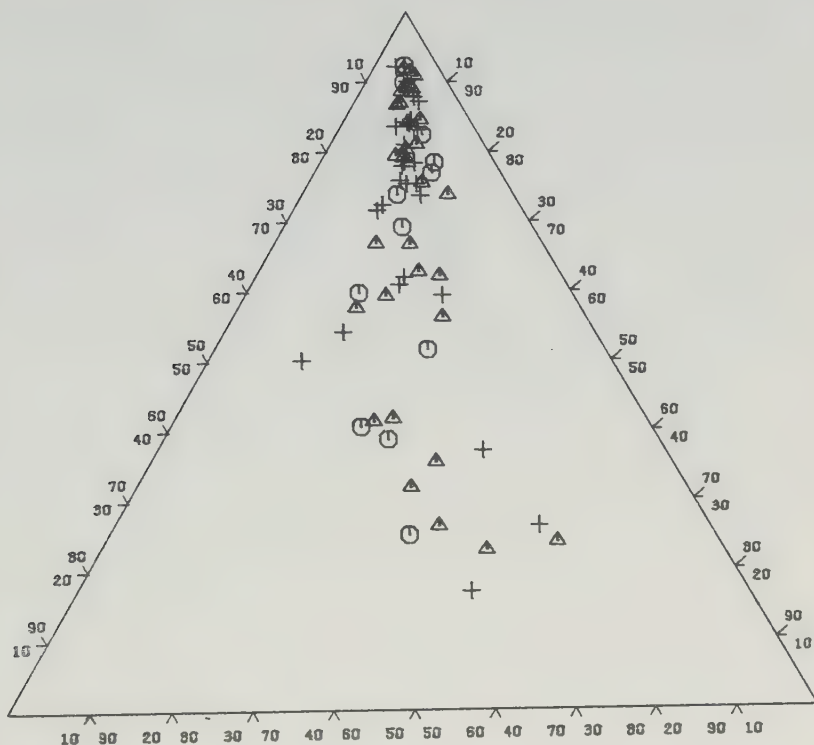
MN * 100

○ ERZREICHE SKARNE (SKE)

△ ERZREICHE GNEISE (GNE)

Abbildung 29.3 a : Ternäre Darstellung der Zusammensetzung einiger Gesteinsgruppen aus Riihilahti (siehe Text)

(CO + CU + NI) * 100

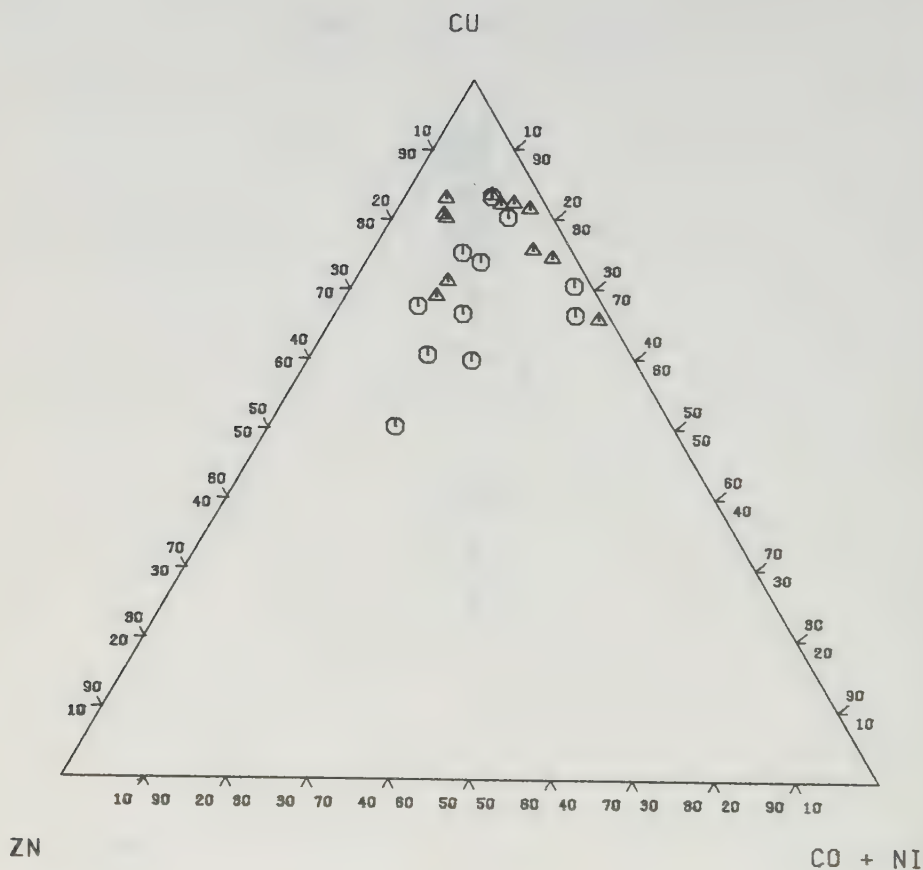


FE

MN * 100

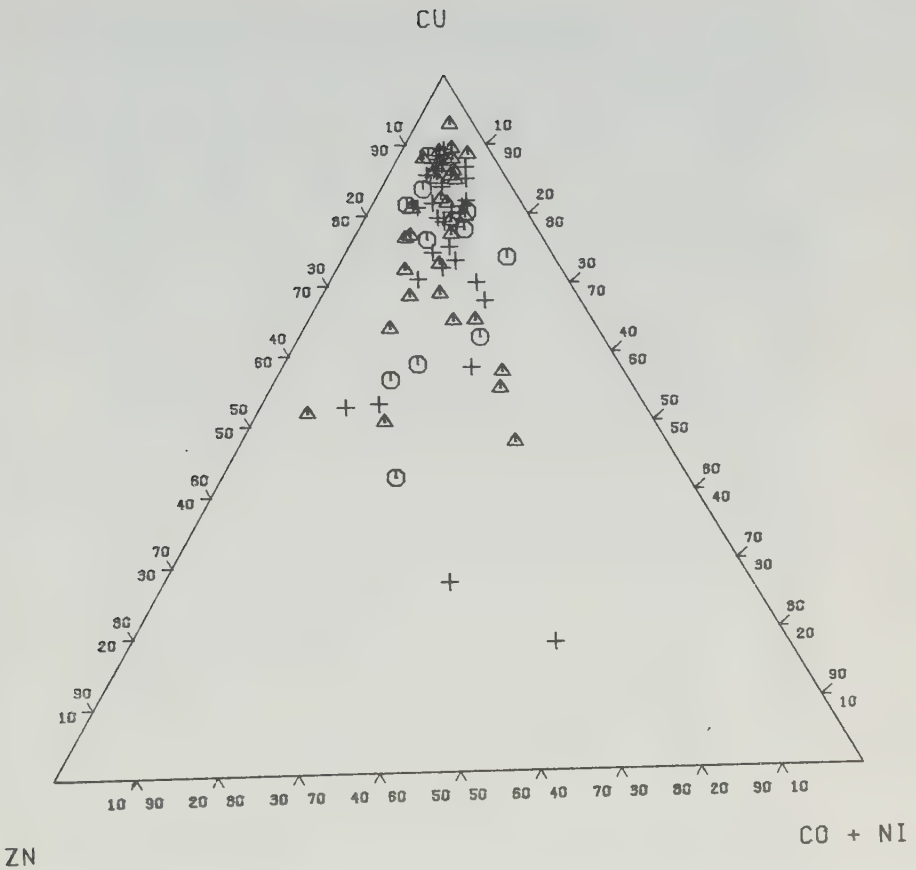
- ⊙ CORDIERITHALTIGE GNEISE (CGN)
- △ SKARNE (SK)
- + SKARNLAGENHALTIGE GNEISE (SKGN)

Abbildung 29.3 b : Ternäre Darstellung der Zusammensetzung einiger Gesteinsgruppen aus Riilahähti (siehe Text)



- ERZREICHE SKARNE (SKE)
 ▲ ERZREICHE GNEISE (GNE)

Abbildung 29.4 a : Ternäre Darstellung der Zusammensetzung einiger Gesteinsgruppen aus Riihilahti (siehe Text)



- ⊙ CORDIERITHALTIGE GNEISE (CGN)
△ SKARNE (SK)
+ SKARNLÄGENHALTIGE GNEISE (SKGN)

Abbildung 29.4 b : Ternäre Darstellung der Zusammensetzung einiger Gesteinsgruppen aus Riihilahti (siehe Text)

WHITEHEAD 1973). Diese Interpretation steht im Einklang mit der aus den Abbildungen 29.3 a bis 29.4 b abzuleitenden Information, die aufgrund der ungewöhnlich hohen Anteile von (Co + Cu + Ni) und des Übergewichtes von Kupfer gegenüber Zink und (Co + Ni) hohe Entstehungstemperaturen erwarten lassen.

Aus all diesen Ausführungen ergibt sich eine räumlich / zeitliche Abfolge in der Entstehung der diskutierten Gesteine als Ausdruck der hydrothermalen Aktivität und der Veränderung der physiko - chemischen Bedingungen in den Exhalationen. Sie bewirken, daß die Ausfällung von Eisen in nichtsulfidischer Form neben Eisensulfiden ein weitverbreiteter Vorgang ist, der durch Absinken der Temperatur und der Schwefel - Aktivität bei gleichzeitigem Anstieg des Sauerstoff - Angebotes bedingt ist.

In der räumlich / zeitlichen Abfolge wurden die GNE - Proben bei den höchsten Temperaturen ausgefällt, wobei die herrschenden Bedingungen auch eine Ausfällung von Magnetit (?) neben den Sulfiden zuließ. Durch eine Temperaturniedrigung fielen die sulfidreichen Proben der SKE mit geringen Mengen an hydrothermal transportierten Gangartmineralen aus. Der Anteil an Gangart (Silikate und Karbonate) erreichte in den SK - Proben ihren Höhepunkt, wo sie neben Sulfiden und nichtsulfidischen Eisenmineralen (eventuell auch Karbonate) ausfielen. Der Anteil an Eisenoxidhydraten erhöhte sich bei den SKGN - Proben und erreicht bei CGN ihren Höhepunkt, wo sie zusammen mit einem Eisensulfid und SiO_2 ausfielen und die niedrigsttemperierte hydrothermale Beeinflussung dieser Gesteinsgruppen repräsentieren. Auch die GN - Proben blieben von der in der Nachbarschaft stattfindenden hydrothermalen Aktivität nicht unbeeinflusst, der Einfluß ist jedoch gering und keinen speziellen Vorgängen zuordenbar. Es muß jedoch davor gewarnt werden, die Werte an Spurenelementen, besonders der Erzmetalle, die an diesen Proben bestimmt wurden, als repräsentativ für die Sedimentation dieses Ablagerungsraumes anzusehen.

30. Die Amphibolite (AFB) und ihre Ausgangsgesteine

Eine unauffällige, aber für die Deutung der geologischen Entwicklung der Outokumpu - Zone sehr wichtige Gesteinsgruppe stellen die in Riihilahti erbohrten Amphibolite dar.

Amphibolite können sowohl aus Sedimentgesteinen, als auch aus basischen bis intermediären Vulkaniten und Tuffiten entstehen. Deshalb muß zunächst geklärt werden, ob eine Aussage über das prämetamorphe Ausgangsmaterial möglich ist, bzw. ob alle in dieser Gruppe zusammengefaßten Gesteine aus dem gleichen Material hervorgegangen sind.

Aufgrund der Tatsache, daß in einem kleinen Aufschluß am Ufer des Varislahti ein diskordanter Amphibolit die Gneise durchschlägt ist klar, daß zumindest ein Teil dieser Gesteinsgruppe magmatogenen Ursprungs sein sollte. Dieser Gang zeigt bei der Betrachtung vor Ort eine interne Struktur, die eine mehrphasige Deformation vermuten läßt. Es handelt sich also bei dieser Gesteinsgruppe eventuell um eine oder mehrere weitere magmatische Phasen (neben der des Mafits) in der Geschichte dieser Zone, über deren Altersstellungen in Relation zum Mafit jedoch keine Aussage möglich ist.

Ein häufig für die Diskrimination zwischen Ortho- und Para - Amphiboliten herangezogenes Kriterium stellen die Überprüfungen von Element - Korrelationen, Elementgehalten (Durchschnitte und Variationsbereiche) und Elementverhältnissen dar (RÖSLER & LANGE 1976). Auf einen Vergleich von Elementgehalten in den AFB - Proben mit den Durchschnitten möglicher Ausgangsgesteine wird im Folgenden ebenso verzichtet, wie auf den Vergleich mit den Durchschnittsgehalten von Amphiboliten bekannter Genese, da die zu vergleichenden Durchschnittsgehalten von der subjektiven Wichtung und der Zufälligkeit der Probennahme abhängen, was in beiden Fällen zu Fehlinterpretationen führen kann (vergleiche LEAKE 1969). Hinzu kommt, daß bei den Gesteinen von Riihilahti aufgrund der bisher aufgezeigten Einflüsse und Prozesse auch bei dieser Gesteinsgruppe untypische und / oder stark streuende Elementgehalte denkbar sind und dadurch eine Fehlinterpretation nicht auszuschließen wäre.

Vertrauensereckender erschien deshalb die Überprüfung von Korrelationen und Elementverhältnissen, besonders aber der Vergleich von Variationsbereichen in Form von Diskriminationsdarstellungen.

Ortho - Amphibolite sollten nach LEAKE (1964) und RÖSLER & LANGE (1976) durch einige charakteristische Korrelationsbeziehungen

von Para - Amphiboliten zu unterscheiden sein. Dazu zählen positive Korrelationen zwischen Chrom und Nickel, sowie zwischen Mangan und zweiwertigem Eisen. Die Überprüfung dieser Korrelationen (siehe Korrelationsmatrix im Anhang) an den AFB - Proben ergibt zwischen Chrom und Nickel einen signifikanten Korrelationskoeffizienten von 0.87 . Da die Gehalte an Fe^{2+} nicht bestimmt wurden, kann eine mögliche Korrelation zwischen Mangan und zweiwertigem Eisen nur durch die Korrelation mit dem Gesamteisengehalt abgeschätzt werden, da der Anteil des Fe^{2+} nicht konstant sein muß. Der Korrelationskoeffizient von 0.56 kann also zu niedrig sein.

Auch die für Ortho - Amphibolite als typisch zu erwartenden negativen Korrelationen zwischen Chrom und Titan bzw. zwischen Nickel und Titan als Folge von Differentiationsvorgängen lassen sich mit Korrelationskoeffizienten von 0.05 bzw. 0.36 nicht bestätigen. Auch die Korrelationen zwischen Vanadium und Chrom, sowie Vanadium und Magnesium, die bei Ortho - Amphiboliten meist schwach negativ sein sollten (vergl. z.B. MIYASHIRO & SHIDO 1975), sprechen mit $r = 0.20$ bzw. $r = - 0.41$ nur bei V / Mg für eine vulkanogene Entstehung. Anstelle einer angeblich typischerweise fehlenden Abhängigkeit zwischen Vanadium und Titan ist mit einem Korrelationskoeffizienten von 0.81 eine signifikant positive Korrelation vorhanden, wie sie für Vulkanite aus manchen tektonischen Umfeldern zu erwarten sind (SHERVAIS 1982).

Trotz der Abweichungen zu den in Ortho - Amphiboliten zu erwartenden Elementbeziehungen ergibt sich mit den Kriterien für eine sedimentäre Genese eine noch geringere Übereinstimmung.

Nach GORBACHEV (1973) sollen Eisen / Vanadium - Verhältnisse < 250 für sedimentäre Entstehung eines Amphibolites sprechen, während Verhältnisse von 300 - 500 typisch für Ortho - Amphibolite sein sollten. Ähnliche Bedeutung wird den Verhältnissen von Kalzium zu Strontium zugemessen (Ortho - Amphibolite mit Werten < 200) und dem Chrom / Nickel - Verhältnis mit Werten > 1 für Ortho - Gesteine (RÖSLER & LANGE 1976).

Mit einer Quote der Einzelwerte von jeweils 100 % sprechen das Chrom / Nickel - Verhältnis und das Eisen / Vanadium - Verhältnis für eine vulkanogene Entstehung der Amphibolite (Mittelwerte : 4.5 ± 0.3 bzw. 352 ± 47), während das Kalzium / Strontium - Verhältnis mit durchschnittlich 730 ± 230 für diese Interpretation auch in jedem Einzelfall zu hoch ist.

Da nicht zu erwarten ist, daß ein Gestein alle dieser Kriterien erfüllt, kann die Tatsache, daß mehr Kriterien für eine Einstufung als Ortho - Amphibolite sprechen, als weiteres Argument neben dem geologischen Analogschluß (siehe oben) für eine magmatogene Entstehung dieser Gesteinsgruppe betrachtet werden.

Neben diesen Ergebnissen ist jedoch empfehlenswert, anhand weiterer Argumente die Wahrscheinlichkeit einer Entstehung aus Magmatiten zu überprüfen und durch zusätzliche Diskriminationsverfahren eventuell enthaltene Para - Amphibolite erkennen zu können.

Zu diesem Zweck wurde das Diagramm $(Al^* + Fe^* + Ti^*) / 3 - Na^*$ gegen $(Al^* + Fe^* + Ti^*) / 3 - K^*$ nach MOINE & DE LA ROCHE (1968) ausgewählt (siehe Abb. 30.1). In dieser Darstellung fallen die Amphibolite in den weiteren Übergangsbereich von Basalten und Grauwacken, ein Ergebnis, das auch in der Darstellung $Ca^* + Mg^*$ gegen $Al^* + Fe^* + Ti^*$ zu bestätigen ist (Abb. 30.2).

SATYANARAYANA et al (1974) konnten zeigen, daß in ungünstig gelagerten Fällen eine Unterscheidung zwischen Ortho- und Para - Amphiboliten unmöglich sein kann, wenn nur geochemische Daten für eine Interpretation zur Verfügung stehen. Solche Schwierigkeiten sind z.B. auch dadurch denkbar, daß Amphibolite bei der Metamorphose ihren Hauptelementchemismus verändern können, wobei besonders die Gehalte an Na_2O , K_2O und SiO_2 leicht mobilisierbar sind, wie von BARD & MOINE (1979), BÜSCH et al (1979), PLIMER (1975), SAUNDERS et al (1979 b) und anderen ausführlich dargestellt wurde. Im Diagramm der Abbildung 30.2 haben solche Veränderungen aber praktisch keinen Einfluß.

Nicht alle, für die Erkennung des prämetamorphen Ausgangsgesteines üblichen Diskriminationsmöglichkeiten können uneingeschränkt angewandt, oder hier dargestellt werden (vergl. KALSBECK & LEAKE 1970, LEAKE 1964, 1969, ORVILLE 1969, SO 1978 u.a.), sei es, daß sich wie im Fall des AFM - Diagramms magmatische und sedimentäre Trends überlagern können (ROBINSON & LEAKE 1975) oder durch die leichte Mobilisierbarkeit wichtiger Bestandteile die darstellenden Punkte starken Veränderungen unterworfen werden können, sei es wie im Fall der Diskriminations - Funktionen von SHAW & KUDO (1965), daß nicht alle für deren Berechnung notwendigen Variablen bestimmt wurden.

In Abbildung 30.3 und 30.4 sind die Lagen der AFB - Proben und der Trend der Karroo - Dolerite in den Darstellungen von Niggli - Werten eingetragen. In Abbildung 30.3 liegen die darstellenden Punkte zu einem

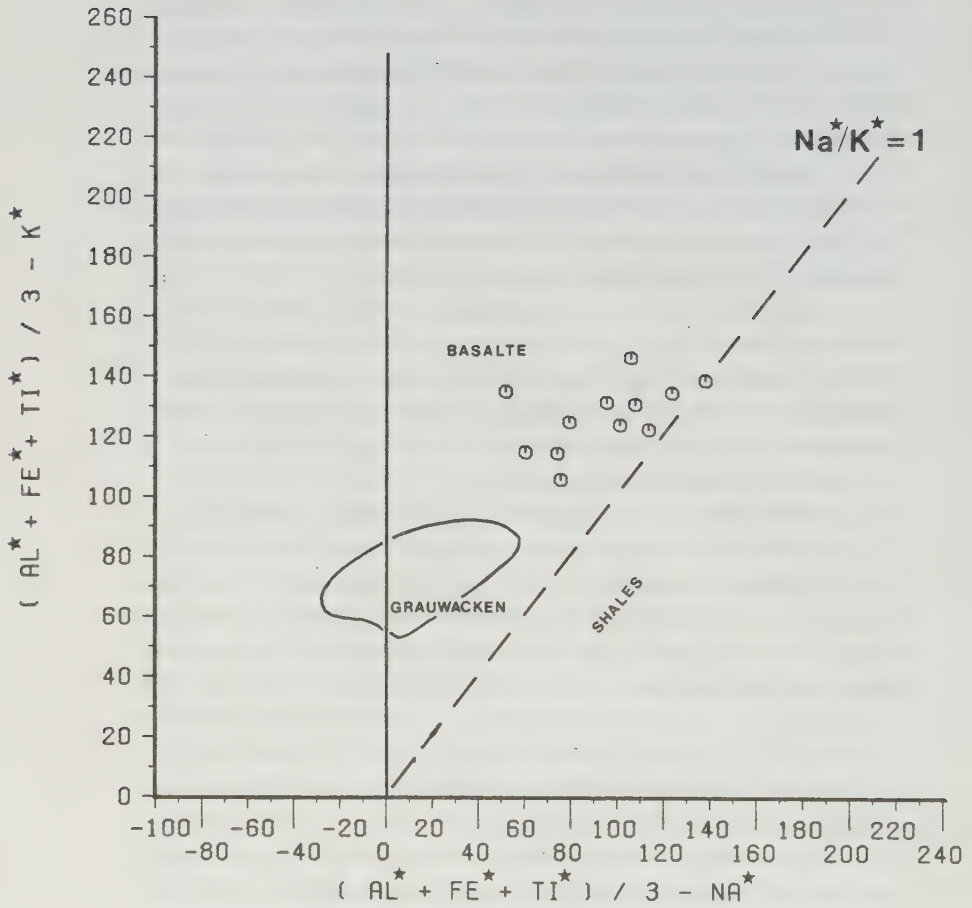


Abbildung 30.1 : Lage der Amphibolit - Proben in der Darstellung
nach MOINE & DE LA ROCHE (1968)

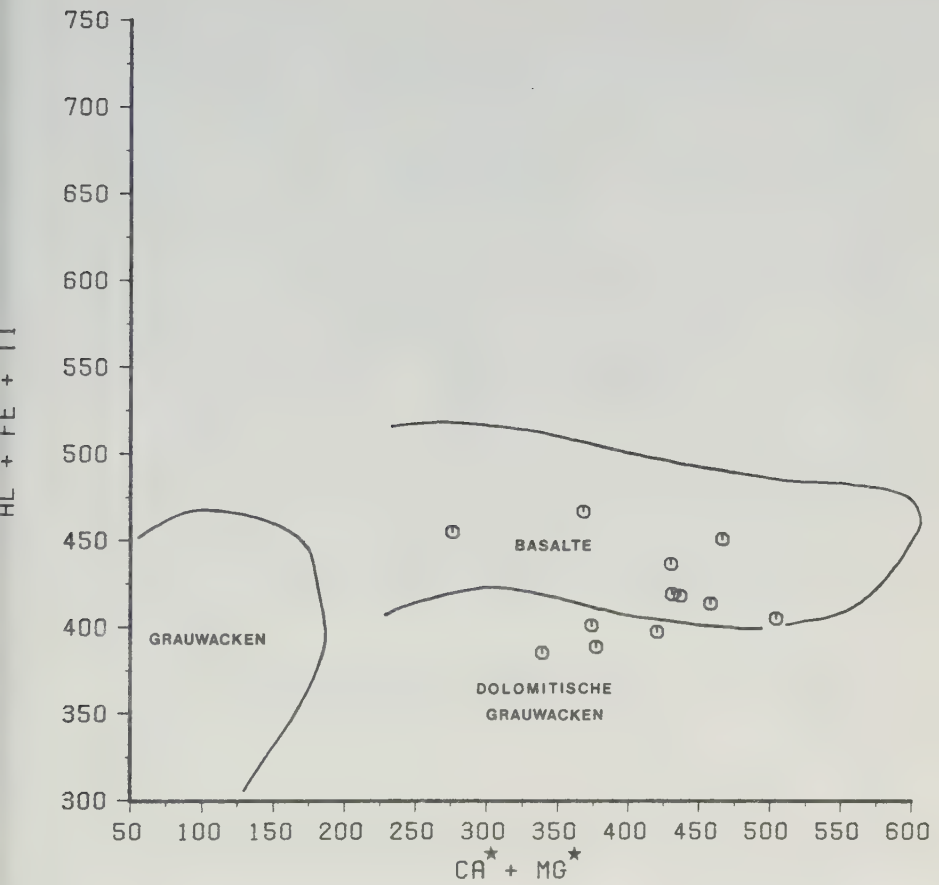


Abbildung 30.2 : Lage der Amphibolit - Proben in der Darstellung nach MOINE & DE LA ROCHE (1968) zur Diskrimination von Ortho- und Para - Amphiboliten

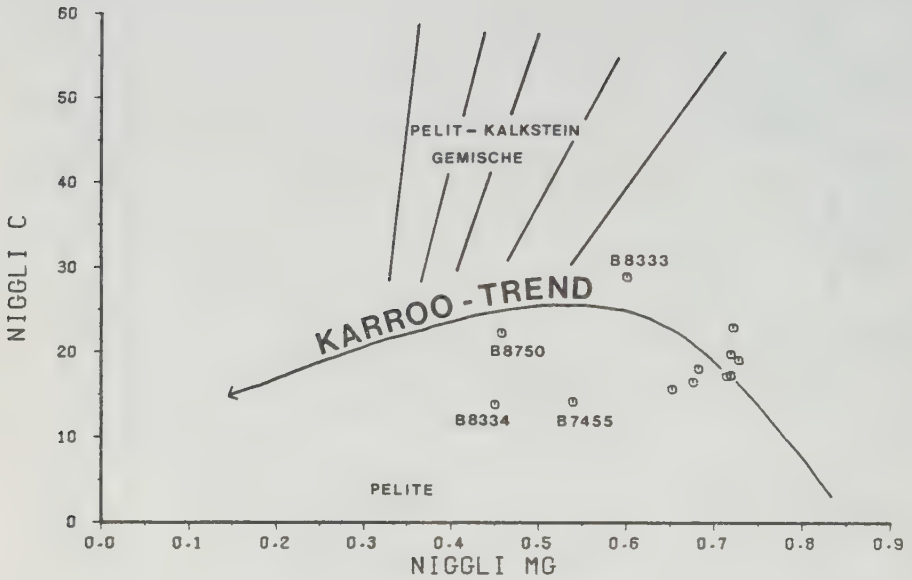
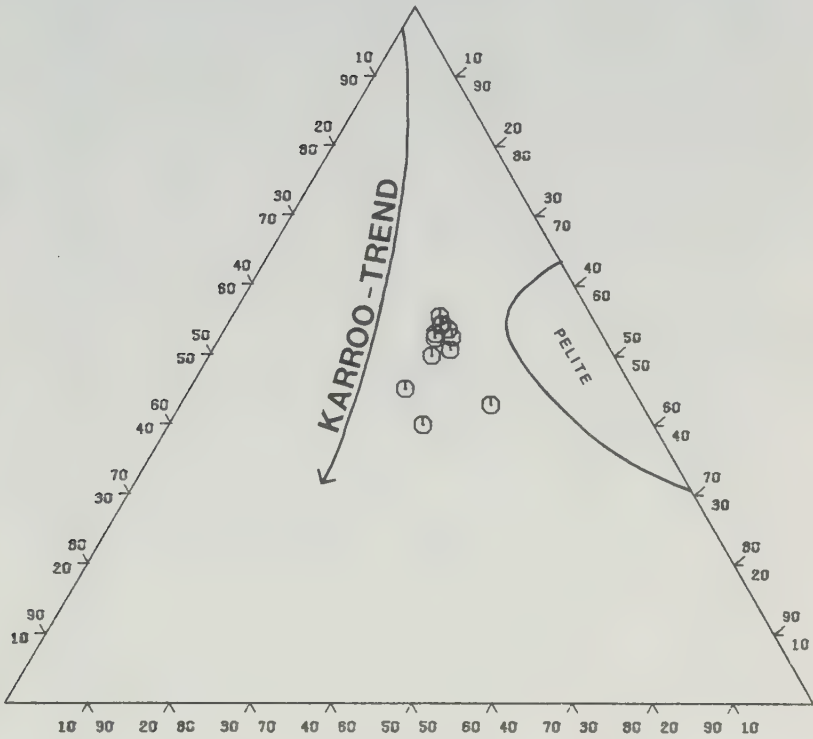


Abbildung 30.3 : Lage der Amphibolit - Proben in Relation zum
Karoo - Trend nach LEAKE (1964)

NIGGLI MG * 100



NIGGLI C

NIGGLI AL - ALK

Abbildung 30.4 : Die Amphibolit - Proben in der Darstellung nach
LEAKE (1964)

großen Teil in einem Bereich, der dem frühen Entwicklungsstadium des Karroo - Trends (LEAKE 1964) bzw. des Bushveldes (LEAKE 1969) entspricht. Eine solche Lage der Punkte wäre zwar auch durch Metasedimente möglich, die Wahrscheinlichkeit für eine sedimentäre Entstehung so hoher Niggli - mg - Werte ist jedoch sehr gering. Die Lage der AFB - Proben in der Nähe des Karroo - Trends läßt sich in Abbildung 30.4 nicht mit gleicher Klarheit bestätigen. Hier sind die darstellenden Punkte zu relativ höheren Werten von Niggli - (al - alk) verschoben, eine Folge der gegenüber MgO, CaO und den Alkalien relativ hohen Al_2O_3 - Gehalte.

Auch die Abbildungen 30.5 und 30.6, in denen Niggli - mg gegen die Gehalte der Spurenelemente Kobalt, Chrom, Kupfer und Nickel aufgetragen sind, zeigen durch ihr hohes Niggli - mg und die in vielen Fällen gegenüber Durchschnitts - Peliten (LEAKE 1964) erhöhten Spurenelementgehalte, daß es sich bei diesen Amphiboliten kaum um Para - Amphibolite handeln sollte.

Die TiO_2 - Gehalte von Amphiboliten sollen nach MISRA (1971) zusammen mit den Mangangehalten ebenfalls eine Diskrimination zwischen Ortho- und Para - Amphiboliten ermöglichen. Da die Titangehalte in basischen Vulkaniten stark von den petrogenetischen Prozessen abhängen, kann aus der Lage der darstellenden Punkte der AFB - Proben in der Abbildung 30.7 nicht zweifelsfrei geschlossen werden, daß es sich nicht um Ortho - Amphibolite handeln kann, auch wenn mit Ausnahme einer Probe alle Punkte gegenüber dem Ortho - Feld zu niedrigeren TiO_2 - Gehalten verschoben sind. Ebenfalls von MISRA (1971) wurde das Diskriminations - Diagramm F gegen TiO_2 vorgeschlagen, wobei F der Eisenanreicherungsfaktor, ausgedrückt durch das Verhältnis der Gesamteisengehalte zu den Gesamteisengehalten zuzüglich Magnesium als Oxide in Gew. - %, darstellt. Auch in dieser Darstellung zeigt sich, daß Vulkanite mit niedrigen TiO_2 - Gehalten kaum eine Chance haben, als Ortho - Amphibolite klassifiziert zu werden. Trotzdem verschiebt sich das Ergebnis der Klassifikation nach dieser Darstellung leicht zugunsten einer Deutung der Amphibolite als Metavulkanite.

Betrachtet man zusammenfassend die Ergebnisse der Diskriminationsvorschläge, so ergibt sich ein leichtes Übergewicht für die Klassifikation der Amphibolite als Ortho - Gesteine, besonders auch aufgrund des Analogschlusses zu den Beobachtungen am Ufer von Riihilahti (siehe oben). Die hier untersuchten Amphibolit - Proben werden also alle als Metavulkanite angesehen, die sich durch einige geochemische Besonder-

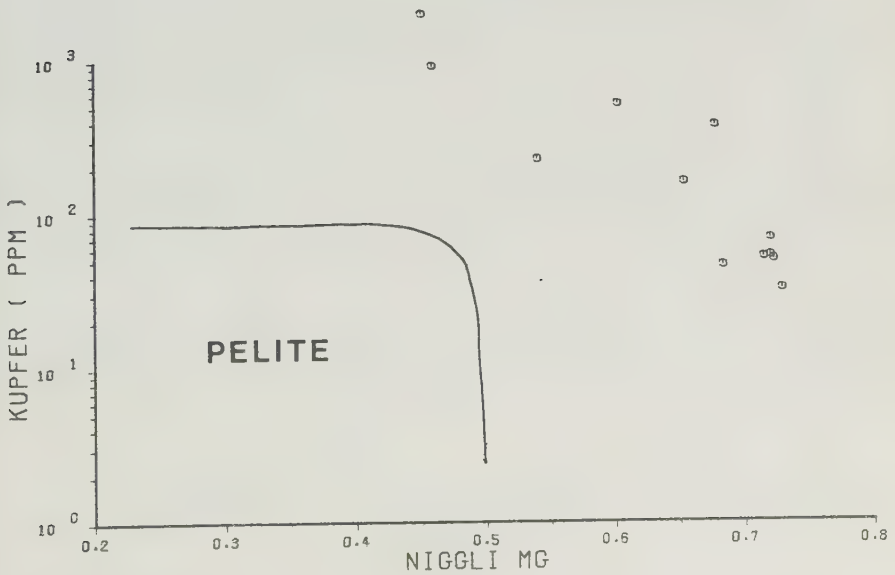
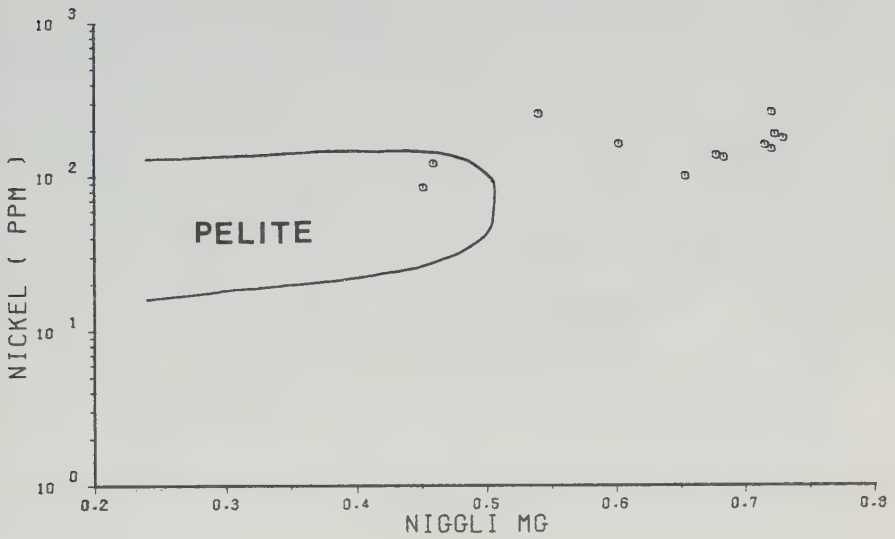


Abbildung 30.5 : Lage der Amphibolit - Proben und die Variationsbereiche von Peliten nach LEAKE (1964)

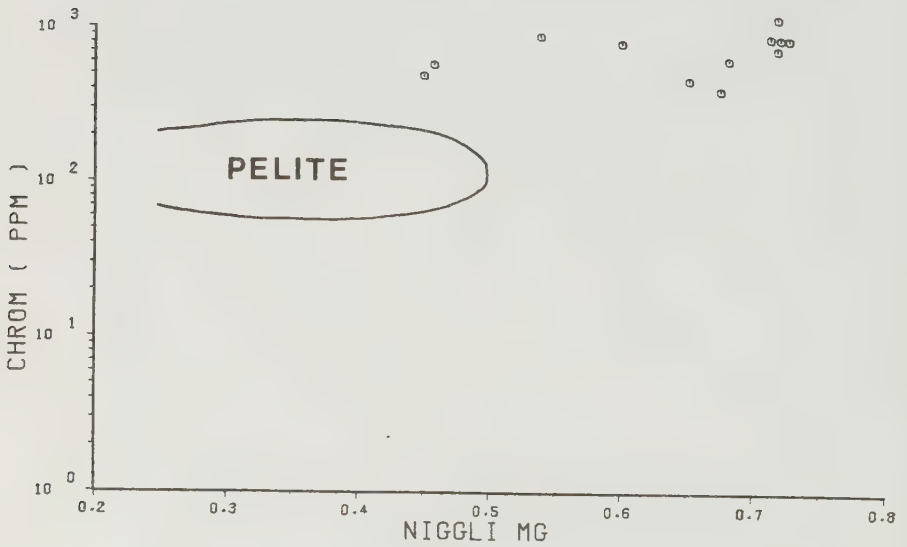
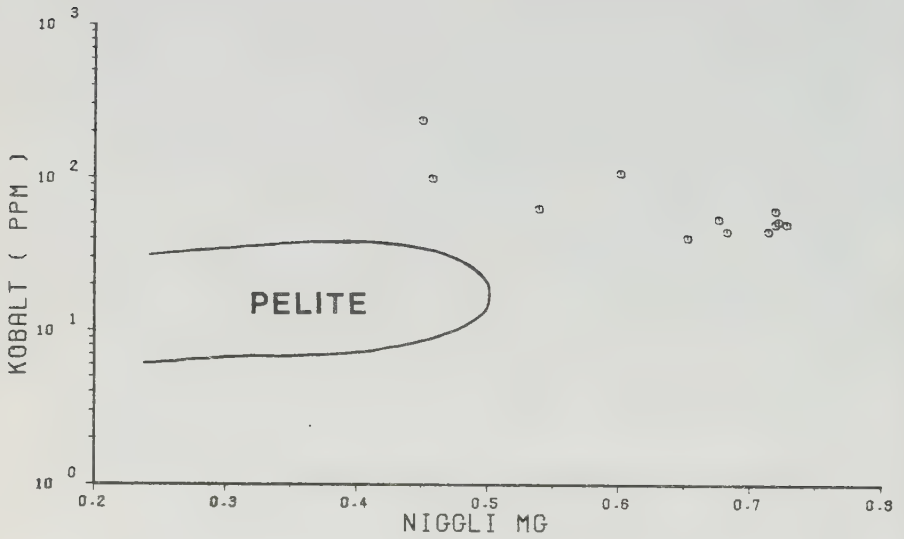


Abbildung 30.6 : Lage der Amphibolit - Proben und die Variations-
bereiche von Peliten nach LEAKE (1964)

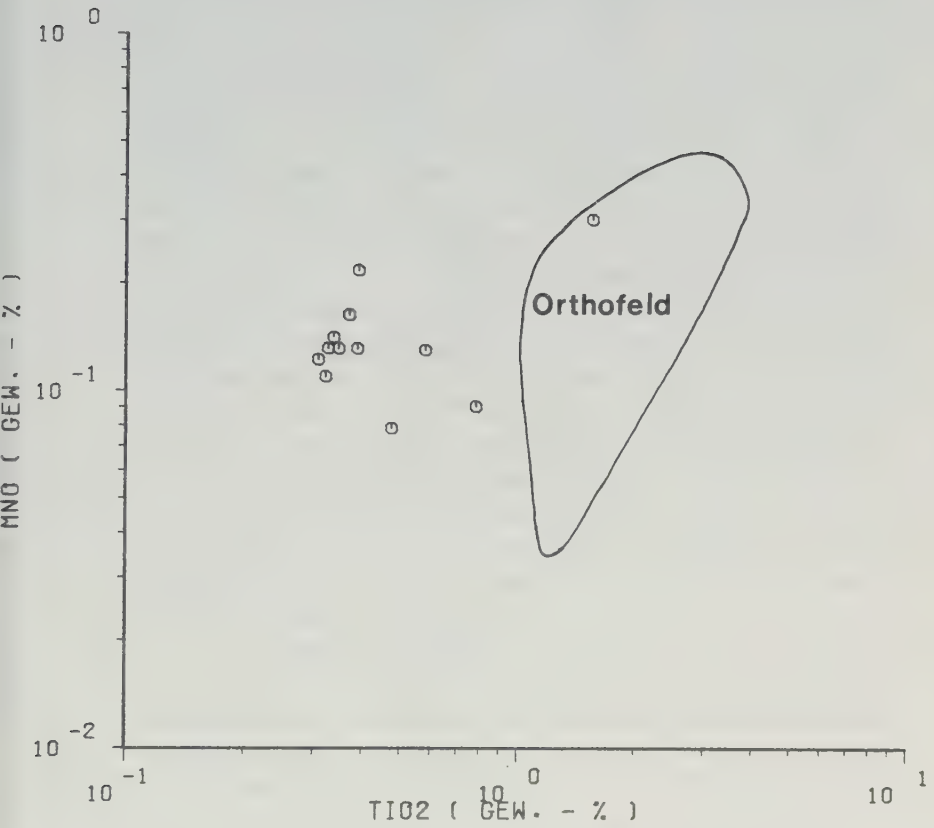


Abbildung 30.7 : Lage der Amphibolit - Proben und das Ortho -
Feld nach MISRA (1971)

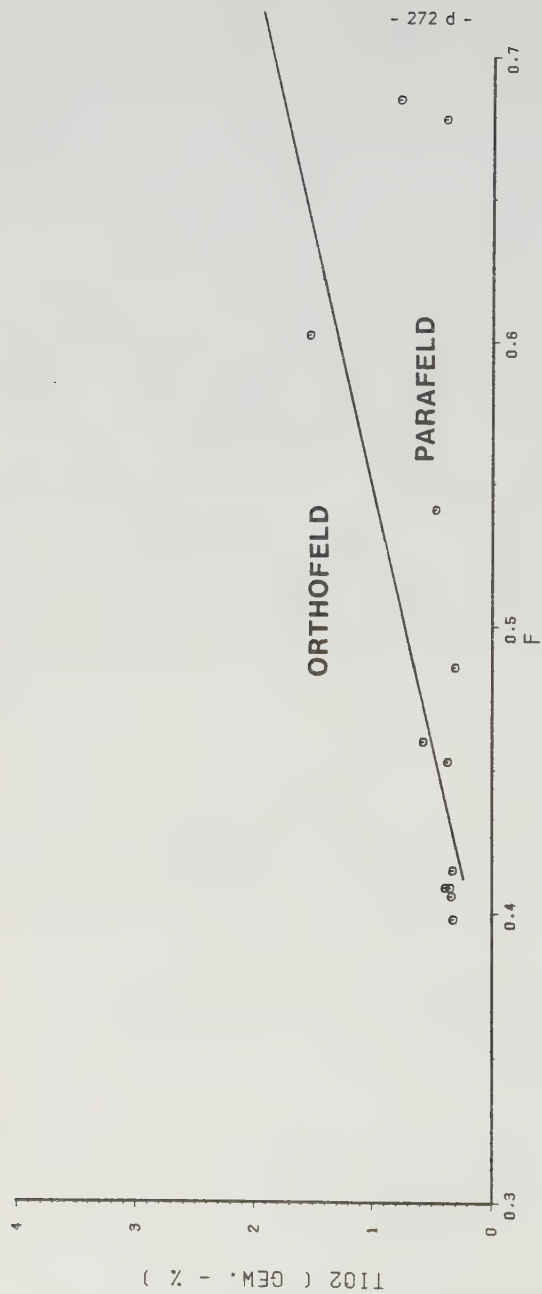


Abbildung 30.8 : Die Lage der Amphibolit - Proben in der Diskriminationsdarstellung nach MISRA (1971)

heiten wie niedrige TiO_2 - Gehalte und relative Verarmung an Strontium gegenüber Kalzium (siehe Tabelle 30.1 und 30.2) von vielen Ortho - Amphiboliten unterscheiden.

Durch die Einstufung der Amphibolite als Metavulkanite bieten sich die gleichen Diskriminationsdarstellungen wie für den Mafit an. Die Anmerkungen zur Anwendbarkeit dieser Darstellungen sind, von den Umwandlungsvorgängen abgesehen, in vollem Umfang auch auf diese Probengruppe übertragbar. Ein Stoffaustausch mit den umgebenden Gesteinen während der Metamorphose sollte sich im Wesentlichen auf die Alkalien (und eventuell SiO_2) beschränkt haben (siehe oben). Da NICOLLET & ANDRIAMBOLOLONA (1980) für viele Übergangs - Elemente den allgemeinen Trend feststellten, selbst bei der höhergradigen Metamorphose von Vulkaniten nicht verändert zu werden, sollten sich alle Diskriminationsdarstellungen ohne Einschränkungen durch mögliche Veränderungen des Stoffbestandes anwenden lassen. Für die ausführliche Vorstellung dieser Diskriminationsdarstellungen sei auf Kapitel 20 verwiesen.

Die Darstellung der Alkalien Natrium und Kalium gegen SiO_2 (siehe Abbildung 30.9) mit der Trennlinie zwischen Alkali- und Subalkali - Gesteinen nach IRVINE & BARAGAR (1971) weist die AFB - Proben als subalkalische Gesteine aus.

Die Berechnung der CIPW - Norm mit dem $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$ - Verhältnis nach BROOKS (1976) (siehe Kap. 15.5) zeigt, daß ein großer Teil dieser Gesteine normativen Quarz enthält (8 von 12 Proben) und nach YODER & TILLEY (1962) in das Teiltetraeder der Tholeiite fällt. Drei der verbleibenden vier Proben werden als Olivin - Tholeiite klassifiziert und eine Probe hat ihren darstellenden Punkt in der Ebene Quarz - Plagioklas - Hypersten. Diese eine Probe zeigt aber 0.38 Kationen - % normativen Korund und könnte demzufolge leicht umgewandelt sein.

Die beiden Abbildungen 30.10 und 30.11, in denen die normative Plagioklaszusammensetzung gegen Al_2O_3 bzw. die normative Farbzahl nach IRVINE & BARAGAR (1971) aufgetragen wurden, weisen die AFB - Proben als tholeiitische Basalte aus, während die Darstellung Zr / TiO_2 gegen SiO_2 nach WINCHESTER & FLOYD (1977) (siehe Abb. 30.12) diese Proben als einer subalkalischen Differentiationsreihe zugehörig ausweist, doch werden hier ein Teil der Proben als Andesite klassifiziert.

Auch der tholeiitische Charakter (siehe Abb. 30.10) kann nicht für alle Proben uneingeschränkt bestätigt werden. So liegen in den Diskri-

Element	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	Schiefe
SiO ₂	51.97	2.20	48.20	54.94	4.23	-0.06
TiO ₂	0.51	0.36	0.30	1.56	70.10	2.07
Al ₂ O ₃	14.02	2.17	8.99	16.68	15.48	-0.86
Fe ₂ O ₃ *	10.82	3.53	7.60	16.69	32.65	0.91
MnO	0.15	0.06	0.08	0.31	42.93	1.46
MgO	9.61	1.67	6.84	11.71	17.41	-0.53
CaO	9.18	2.26	5.73	14.14	24.67	0.57
Na ₂ O	1.41	0.73	0.41	2.71	51.87	0.03
K ₂ O	0.63	0.33	0.23	1.12	51.30	0.02
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.03	0.40	106.05	1.45
S	0.67	0.73	0.07	2.10	109.23	0.94
Co	74	54	40	234	73.54	2.05
Cr	705	214	387	1130	30.32	0.20
Cu	386	594	33	2060	153.91	1.84
Nb	83 % < LLD		0 [#]	7		
Ni	167	57	87	272	33.88	0.57
Rb	13	7	3	24	58.13	0.11
Sr	104	34	35	147	33.09	-0.78
V	216	45	157	309	20.59	0.85
Y	18	6	13	32	32.51	1.12
Zn	173	115	59	452	66.15	1.20
Zr	41	34	16	122	83.44	1.24

Element	m	s _m	Schiefe	10 ^m
P ₂ O ₅	-1.15671	0.39624	0.56	0.07
S	-0.43707	0.51808	0.16	0.37
Co	1.80445	0.22082	1.36	63.75
Cu	2.19910	0.59207	0.49	158
Zn	2.16739	0.25429	0.41	147
Zr	1.50511	0.30849	0.61	32

Tabellen 30.1 und 30.2 : Populationsstatistische Angaben zu den
Amphibolit - Proben (N = 12); Zeichen-
erklärung siehe Seite 118 b

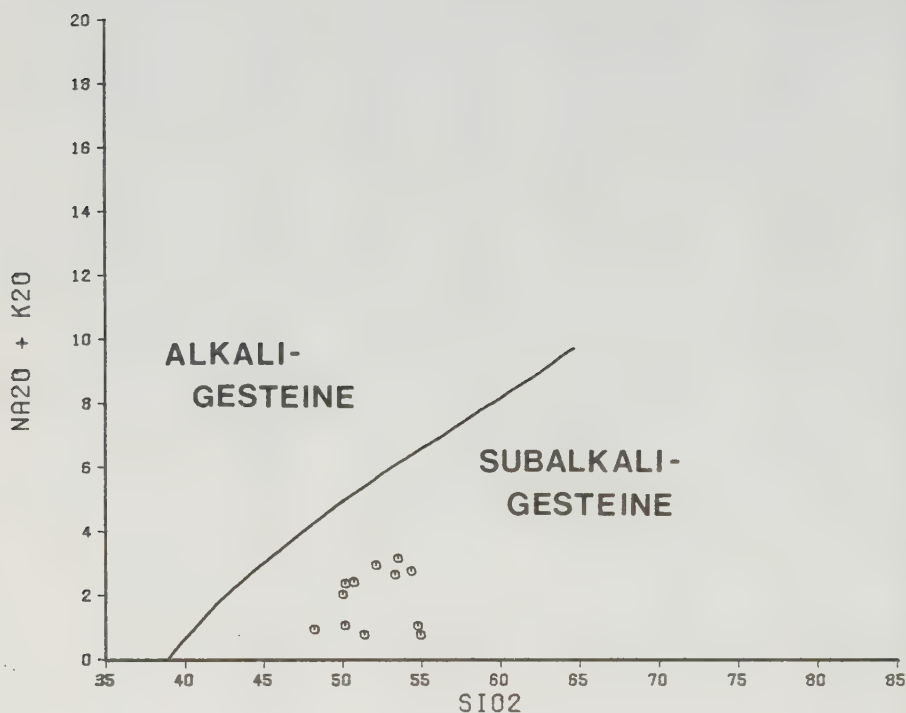


Abbildung 30.9 : Klassifikation der Amphibolit - Proben als Subalkali-Gesteine nach IRVINE & BARAGAR (1971)

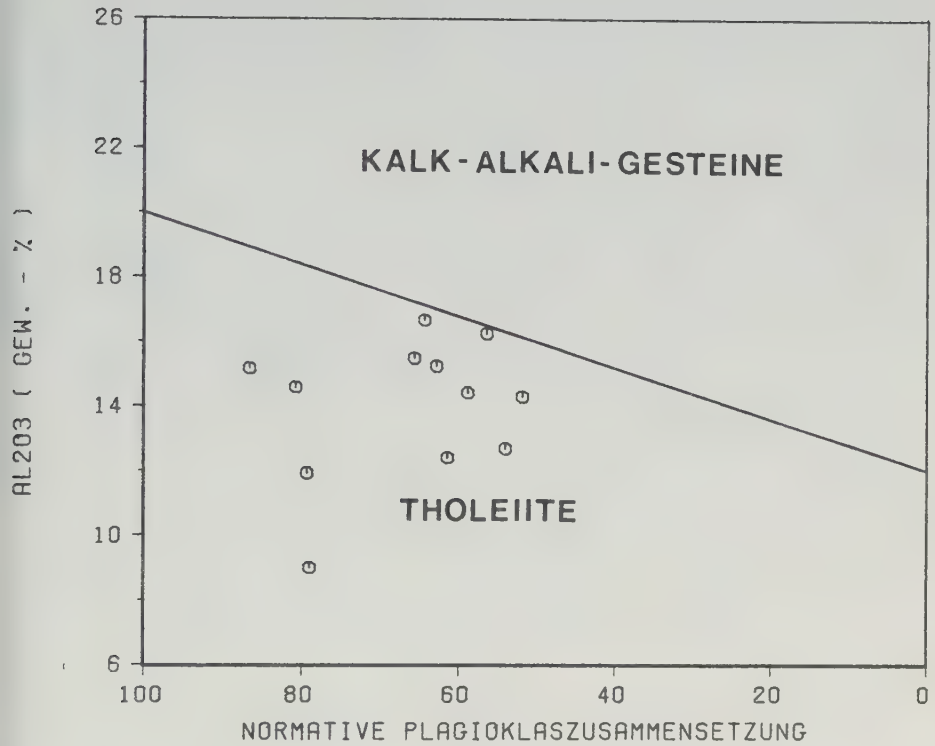


Abbildung 30.10 : Normative Plagioklaszusammensetzung (Kationen - %)
gegen Al_2O_3 nach IRVINE & BARAGAR (1971)

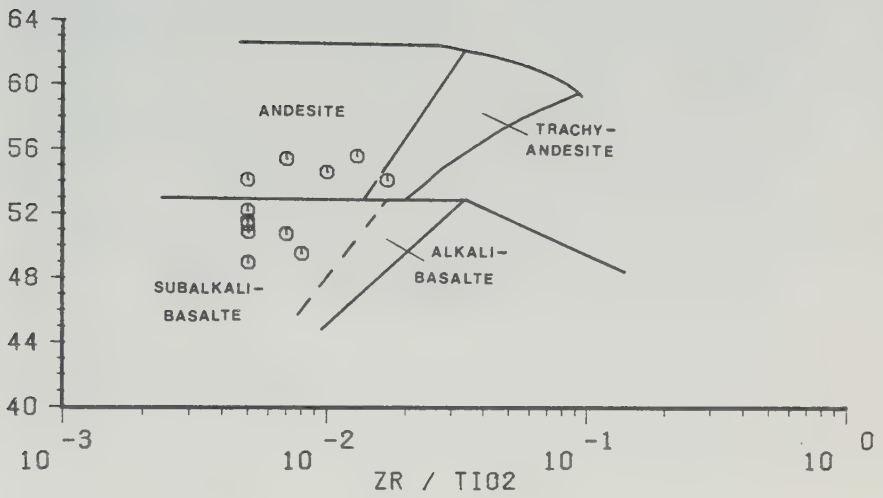


Abbildung 30.12 : Klassifikationsdiagramm nach FLOYD & WINCHESTER
(1977)

minationsdarstellungen nach MIYASHIRO (1975) (Abb. 30.13, 30.14) jeweils drei bzw. vier Proben im Bereich der Tholeiite, während die restlichen darstellenden Punkte im Feld der Kalk - Alkali - Gesteine zu liegen kommen. Auch die TiO_2 - Gehalte (ohne Abbildung) liegen in der entsprechenden Darstellung in einem Bereich, der eher für undifferenzierte Kalk - Alkali - Basalte spricht.

Zwar liegen die darstellenden Punkte der Amphibolit - Proben in der Darstellung $\text{Zr} / \text{P}_2\text{O}_5$ gegen TiO_2 nur zu einem Teil im Feld der Tholeiite nach FLOYD & WINCHESTER (1975), die niedrigen TiO_2 - Gehalte machen aber eine andere Interpretation unwahrscheinlich. Auffallend ist aber, daß in dieser Darstellung 2 Trends zu erkennen sind (siehe Abb. 30.15), die ebenfalls darauf hindeuten, daß keine homogene Probengruppe vorliegt.

Es muß die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, daß der größere Teil der AFB - Proben eher eine Tendenz zu Kalk - Alkali - Charakter als zu tholeiitischem Charakter hat. Ob allerdings tatsächlich zwei Gruppen existieren, oder ob die zu beobachtenden Abweichungen nur Extremwerte einer Population im Grenzbereich zwischen Tholeiiten und Kalk - Alkali - Basalten darstellen, müßte an einer größeren Anzahl von Analysen überprüft werden.

Unabhängig von diesen Einteilungsschwierigkeiten bietet sich auch für die AFB - Proben an, das mögliche tektonische Umfeld zu bestimmen, vor allem aber um zu überprüfen, ob sich zur Einstufung des Mafits Unterschiede ergeben, die, trotz der Unkenntnis der altersmäßigen Relationen, Einblicke in die Entwicklung der Outokumpu - Zone liefern könnten.

Die Darstellungen der Diskriminations - Funktionen nach PEARCE (1976) (Abb. 30.16 und 30.17) klassifizieren die Amphibolit - Proben in beiden Fällen als Inselbogen - Basalte eines relativ frühen Entwicklungsstadiums. Daß in Abbildung 30.16 eine Probe in das Feld der Ozeanboden - Basalte fällt, darf nicht zu hoch bewertet werden, da sich in anderen Darstellungen der Inselbogen - Charakter dieser Probe bestätigt. Diese Einstufung ergibt auch die Darstellung nach PEARCE et al (1975) (Abb. 30.18), in der alle Proben außerhalb des Ozeanboden - Feldes liegen. Da aber besonders Alkalien, d.h. auch Kalium, bei der Metamorphose aufgenommen worden sein könnten und sich dadurch die Lage der darstellenden Punkte in dieser Darstellung verschoben haben könnte, ist eine Widerlegung eines Ozeanboden - Charakters anhand dieser Darstel-

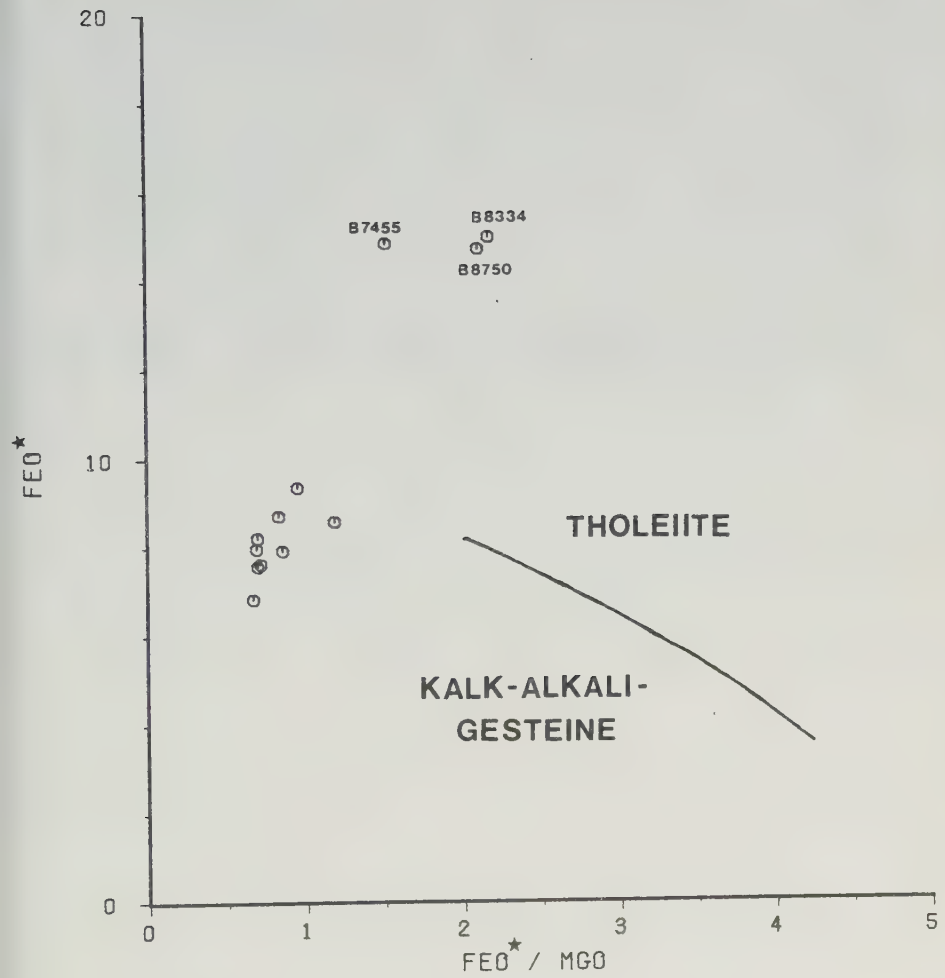


Abbildung 30.13 : Diskriminationslinie nach MIYASHIRO (1975)

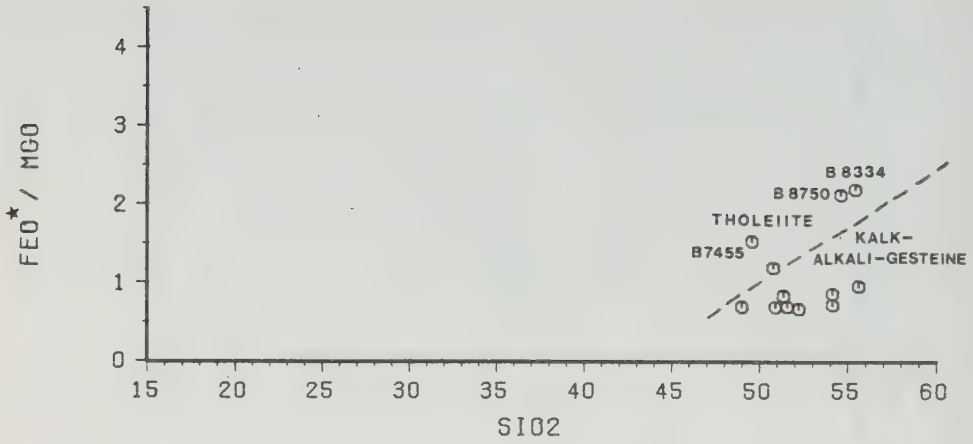


Abbildung 30.14 : Diskriminationslinie nach MIYASHIRO (1975)

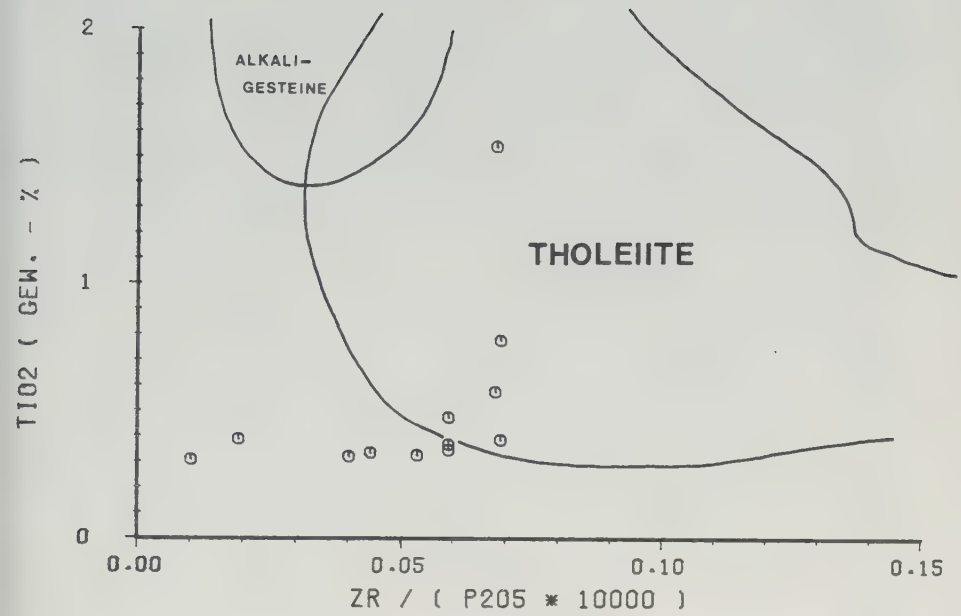


Abbildung 30.15 : Lage der Amphibolit - Proben in der Darstellung
nach FLOYD & WINCESTER (1975)

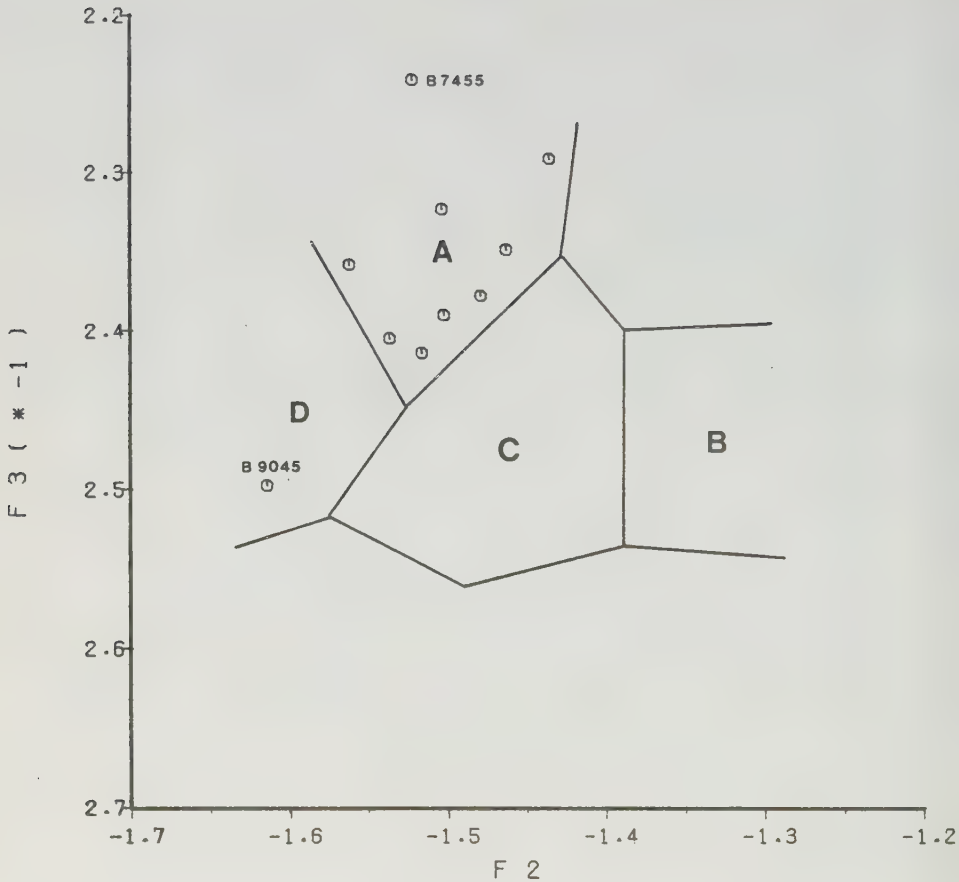


Abbildung 30.16 : Die Amphibolit - Proben in der Diskriminationsdarstellung nach PEARCE (1976)

A = Inselbogen - Basalte (frühes Entwicklungsstadium)

B = Inselbogen - Basalte (spätes Entwicklungsstadium)

C = Inselbogen - Basalte (mittleres Entwicklungsstadium)

D = Ozeanboden - Basalte

Die Proben B 8750 und B 8334 sind wegen zu großer F_3 - Werte nicht darstellbar. 5 der 12 untersuchten Proben erfüllen die Voraussetzung $(CaO + MgO) < 20$ Gew. - % nicht

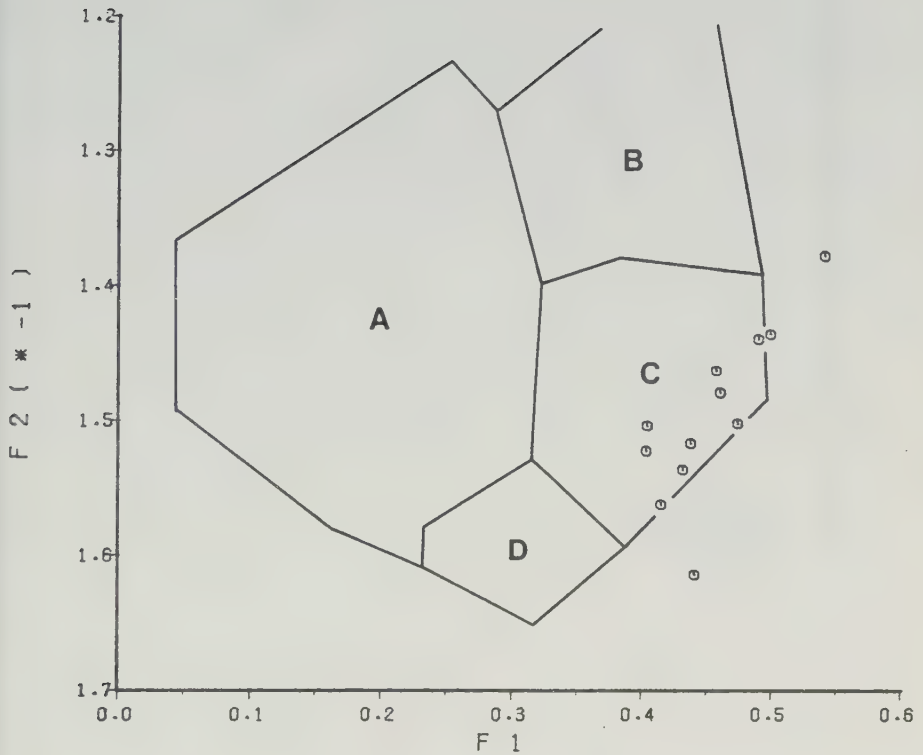


Abbildung 30.17 : Lage der Amphibolit - Proben in der Projektion
der Diskriminationsfunktionen nach PEARCE (1976)
A = Kontinentale und Ozeaninsel - Basalte
B = Inselbogenbasalte (spätes Entwicklungsstadium)
C = Inselbogenbasalte (frühes und mittleres Ent-
wicklungsstadium)
D = Ozeanboden - Basalte

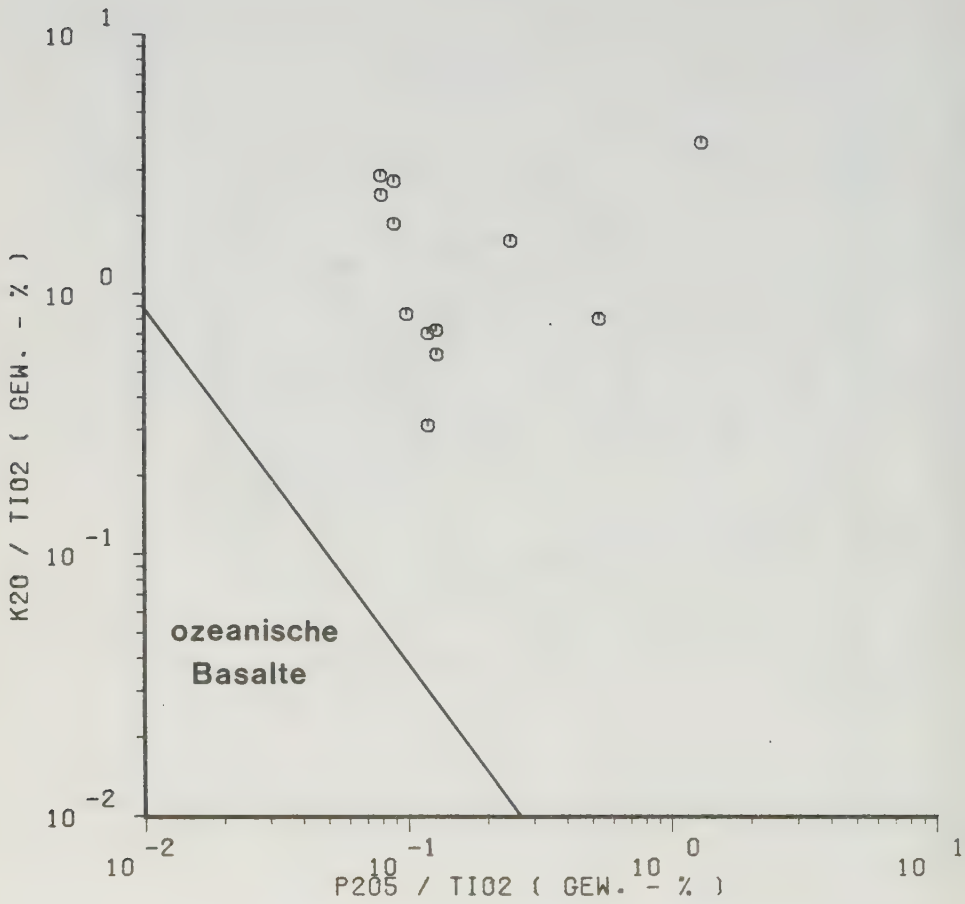


Abbildung 30.18 : Diskriminationsdarstellung nach PEARCE et al
(1975)

lung nicht möglich.

Im Gegensatz dazu steht die Interpretation der Darstellung nach PEARCE et al (1977) (siehe Abb. 30.19). Hier wird aufgrund der gleichen Elemente (in Gew. - %, Gesamteisen als FeO) wie beim Jensen - Plot (JENSEN 1976, Darstellung als Kationen - Verhältnisse), der zur Diskrimination zwischen Gesteinstypen entwickelt wurde (siehe Abb. 30.20), die tektonische Herkunft von basaltischen Vulkaniten mit SiO_2 - Gehalten zwischen 51 und 56 Gew. - % ermittelt. Nicht alle Proben der Abb. 30.19 erfüllen die Bedingung der SiO_2 - Gehalte (Probe B 7455 und drei weitere Proben, die in Feld A plotten). Es wird dennoch klar, daß der überwiegende Teil der AFB - Proben nach dieser Darstellung ozeanische Basalte sein sollten.

Wegen dieser Widersprüche muß die Frage nach der Inselbogen - Entstehung dieser Proben auch an Spurenelementdaten überprüft werden.

Obwohl das Diskriminationsdiagramm nach PEARCE & CANN (1973) in der Darstellungsform nach CANN & HEATH (1976) keine klare Zuordnung der Proben zu einem tektonischen Regime erlaubt, wird klar, daß eine Entstehung der Metavulkanite im Inneren einer Platte (" hot spot " - Vulkanismus) ausgeschlossen werden kann (Abb. 30.21).

Wenn die Amphibolite tatsächlich schichtquerende Gänge darstellen, ist nicht damit zu rechnen, daß sie stark umgewandelt wurden. Für Proben mit einem geringen Umwandlungsgrad wurde als Diskriminationsverfahren von PEARCE & CANN (1973) vorgeschlagen, das Verhältnis der Strontium - Gehalte zu Titan und Zirkonium heranzuziehen. In Abbildung 30.22 wird dieser Diskriminationsvorschlag als binäre Darstellung (vergl. CANN & HEATH 1976) für die AFB - Proben überprüft. Hier zeigt sich, daß der überwiegende Teil im Feld von Inselbogen - Basalten liegt, aber auch, daß drei Proben in einem Bereich liegen, der eine Ozeanboden - Entstehung dieser Metavulkanite möglich erscheinen läßt.

Es könnte also sein, daß es sich hier um einen Übergangsbereich zwischen Inselbogen und Ozeanboden handelt, oder aber, daß tatsächlich, wie bereits oben vermutet, innerhalb der analysierten Amphibolite zwei Gruppen existieren.

Die Existenz zweier Gruppen sollte sich dann auch in den Abbildungen 30.23 und 30.24 widerspiegeln, wo anhand der Zirkonium- und Titangehalte eine Trennung zwischen Inselbogen - Basalten unterschiedlicher Entwicklungsstufen und Ozeanboden - Basalten möglich ist.

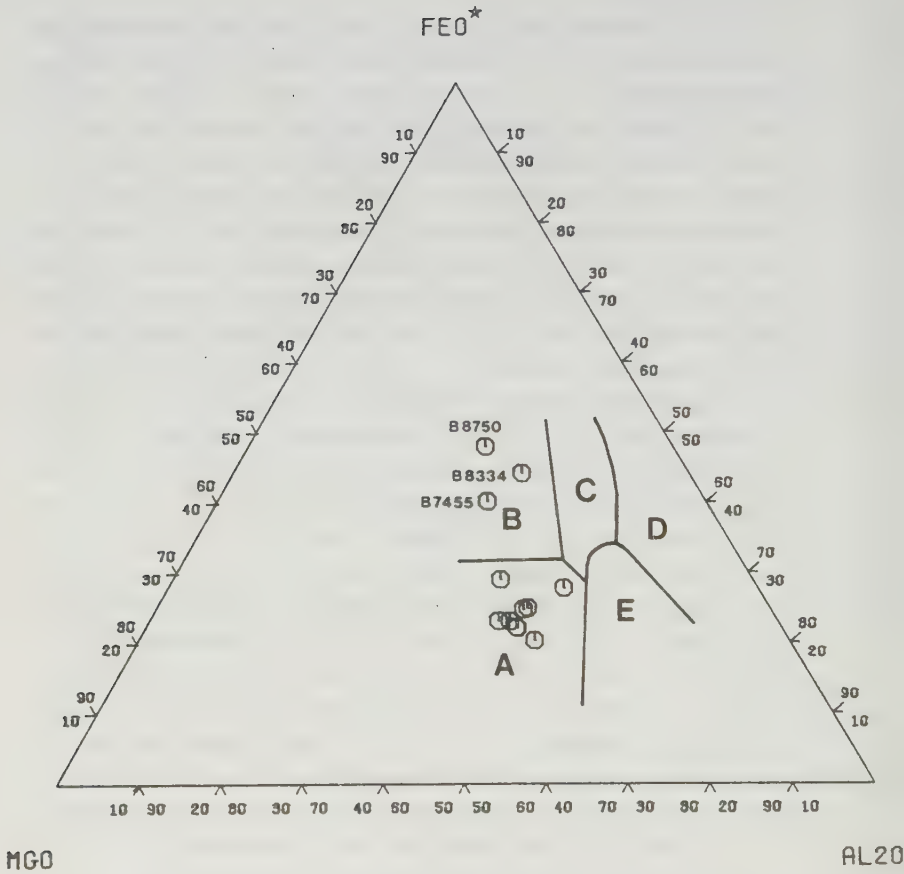


Abbildung 30.19 : Diskriminationsdarstellung nach PEARCE et al
(1977)

A = Ozeanboden - Basalte

B = Ozeaninsel - Basalte

C = Kontinentale Basalte

D = " Spreading Center Island " - Basalte

E = Orogene Basalte

EISEN + TITAN

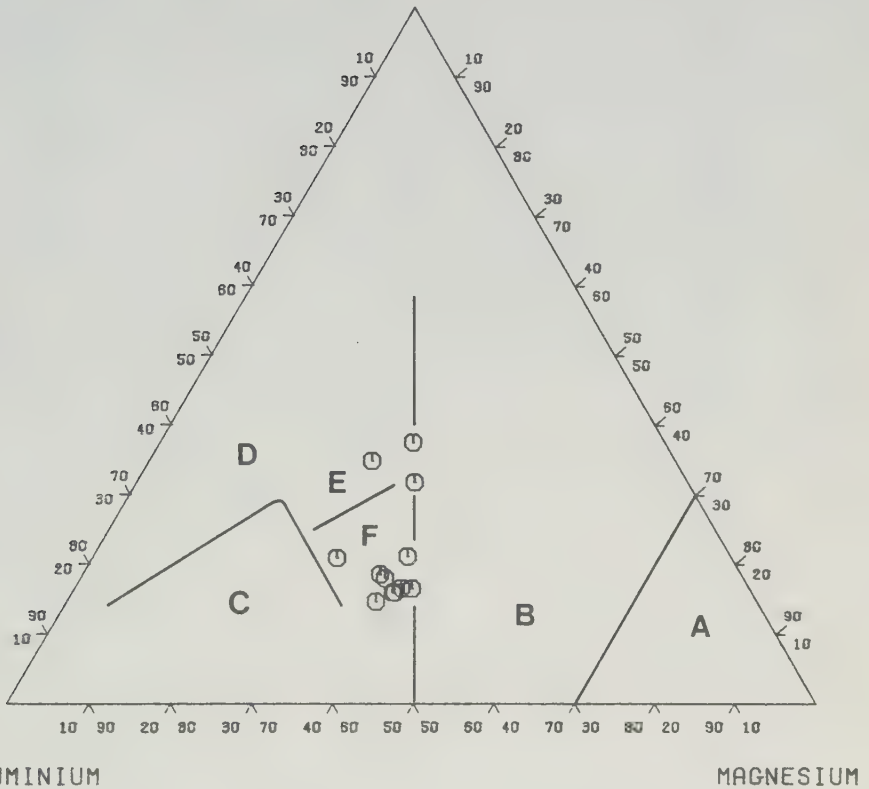


Abbildung 30.20 : Jensen - Plot für die Amphibolit - Proben nach
JENSEN (1976)

- A = Ultramafische Komatiite
- B = Basaltische Komatiite
- C = Kalk - Alkali Gesteine
- D = Tholeiite
- E = Eisenreiche Tholeiite
- F = Magnesiumreiche Tholeiite

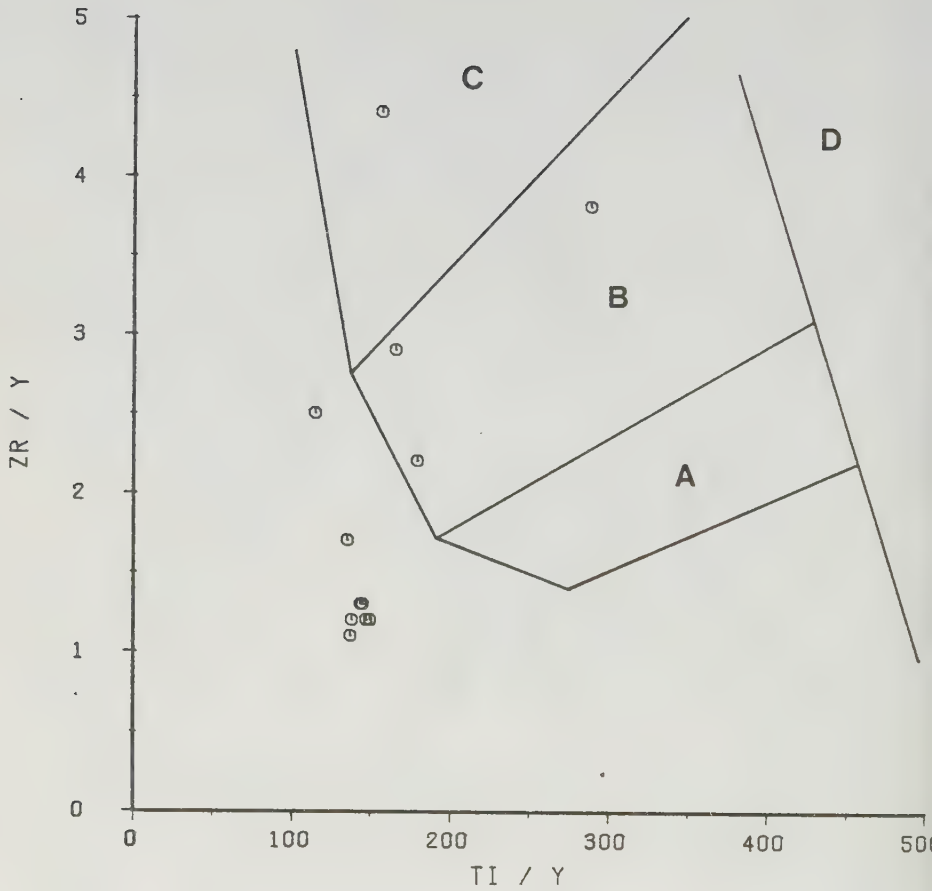


Abbildung 30.21 : Diskriminationsdarstellung von PEARCE & CANN
(1973) nach CANN & HEATH (1976)

A, C = Inselbogen - Basalte

B = Ozeanboden und Inselbogen - Basalte

D = Kontinentale und Ozeaninsel - Basalte

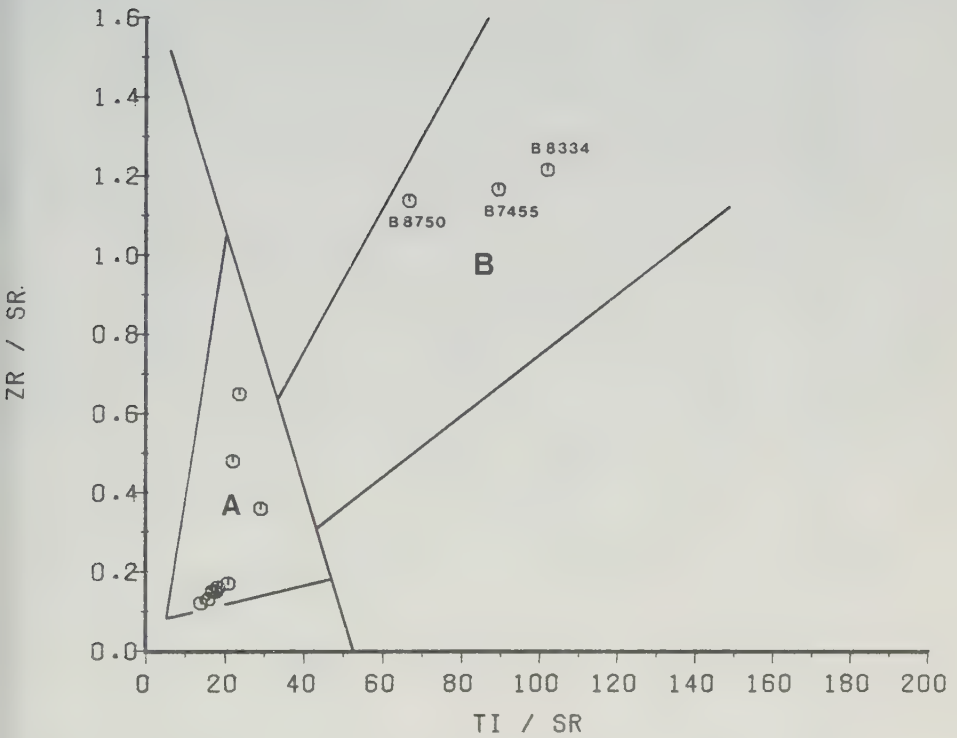


Abbildung 30.22 : Diskriminationsdarstellung nach PEARCE & CANN
(1973) in der Darstellungsform von CANN &
HEATH (1976)

A = Inselbogen - Basalte

B = Ozeanboden - Basalte

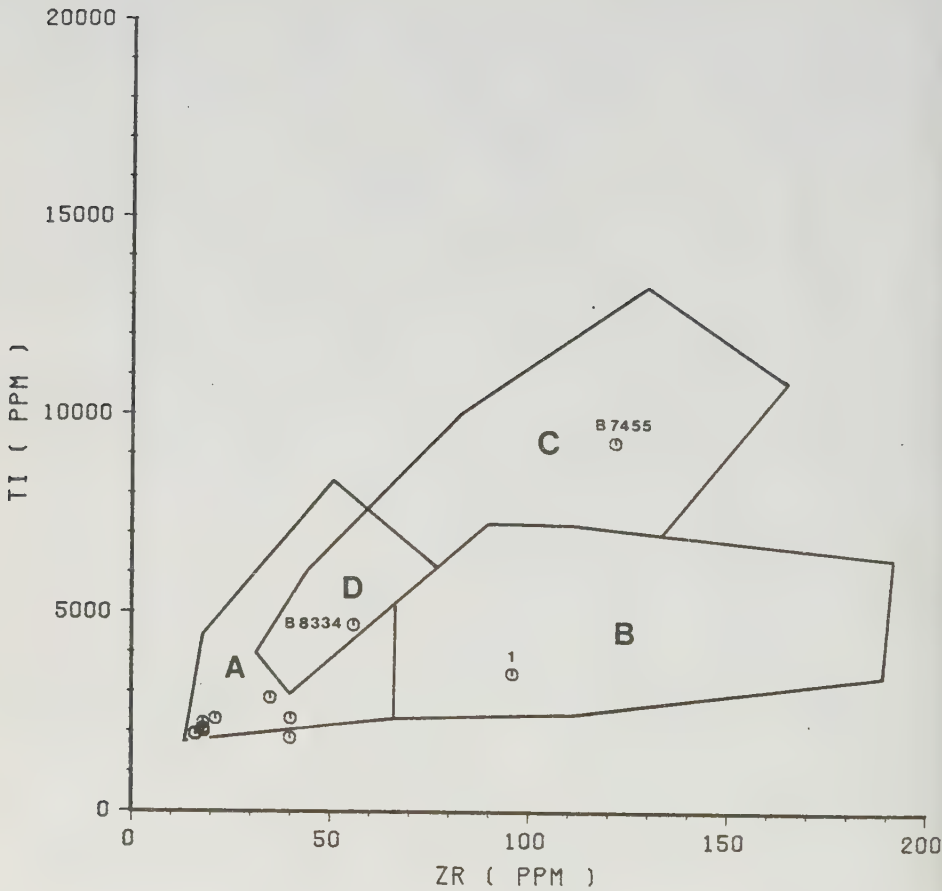


Abbildung 30.23 : Diskriminationsdarstellung nach PEARCE & CANN
(1973) zur Unterscheidung von Ozeanboden -
und Inselbogen - Basalten
A = Inselbogen - Basalte (frühes Entwicklungsstadium)
B = Inselbogen - Basalte (mittleres und spätes Ent-
wicklungsstadium)
C = Ozeanboden - Basalte
D = Überlagerungsbereich von A, B und C

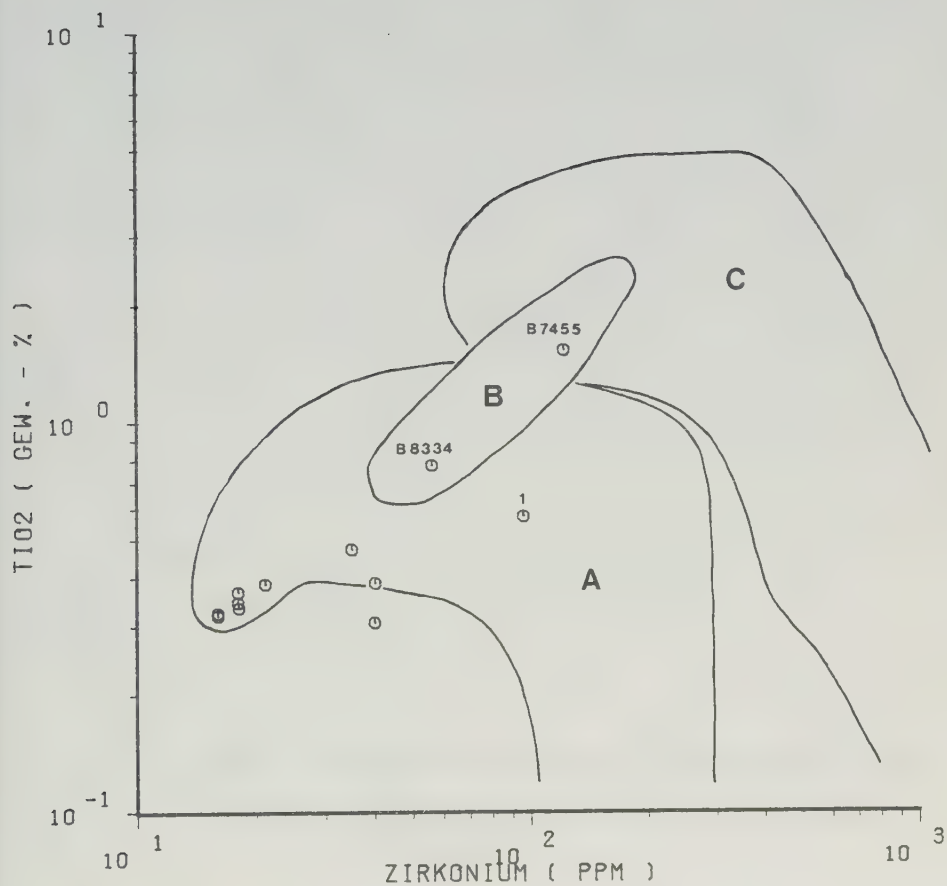


Abbildung 30.24: Diskriminationsdarstellung nach PEARCE (1979)

A = Inselbogen - Basalte

B = Ozeanboden - Basalte

C = Kontinentale und Ozeaninsel - Basalte

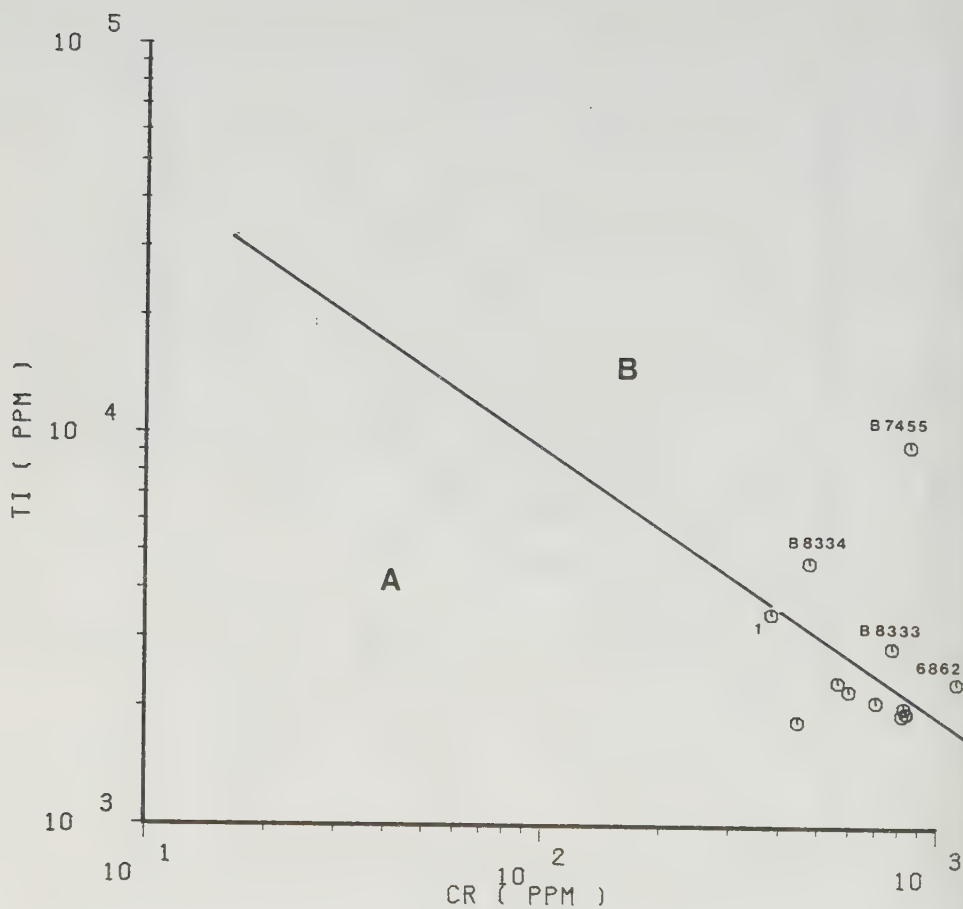


Abbildung 30.25 : Diskriminationsdarstellung nach PEARCE (1975)

A = Inselbogen - Basalte

B = Ozeanboden - Basalte

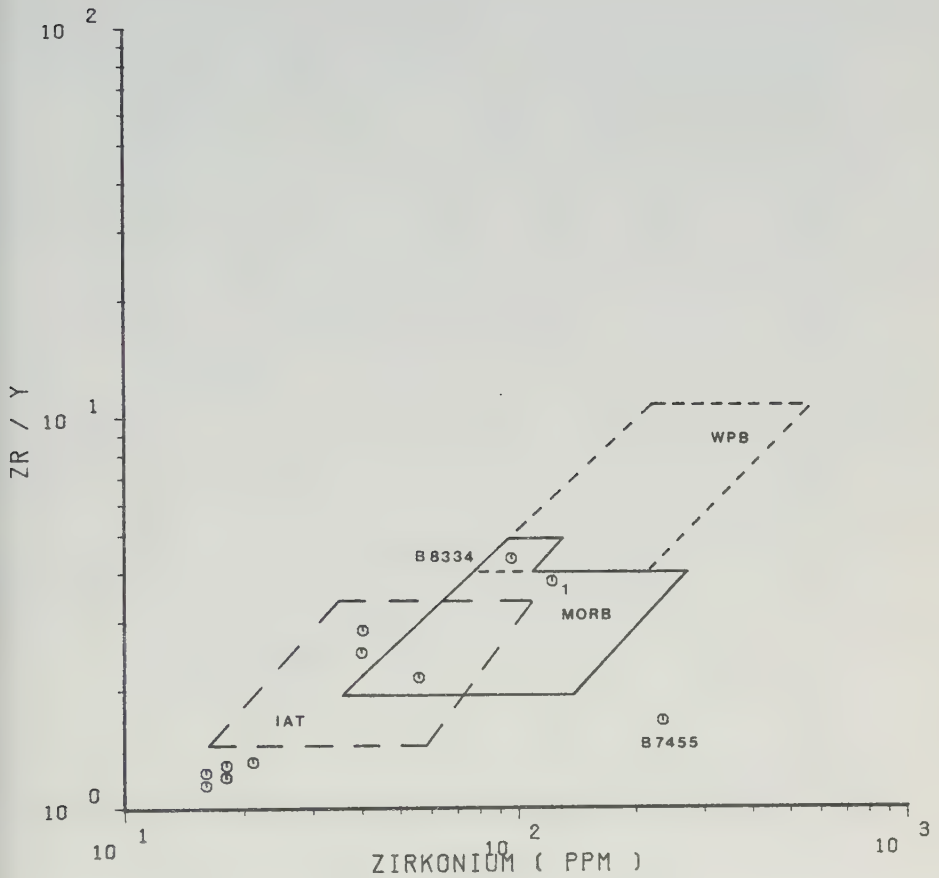


Abbildung 30.26 : Diskriminationsdarstellung nach PEARCE (1979)

IAT = Inselbogen - Basalte

MORB = Ozeanboden - Basalte

WPB = Kontinentale und Ozeaninsel - Basalte

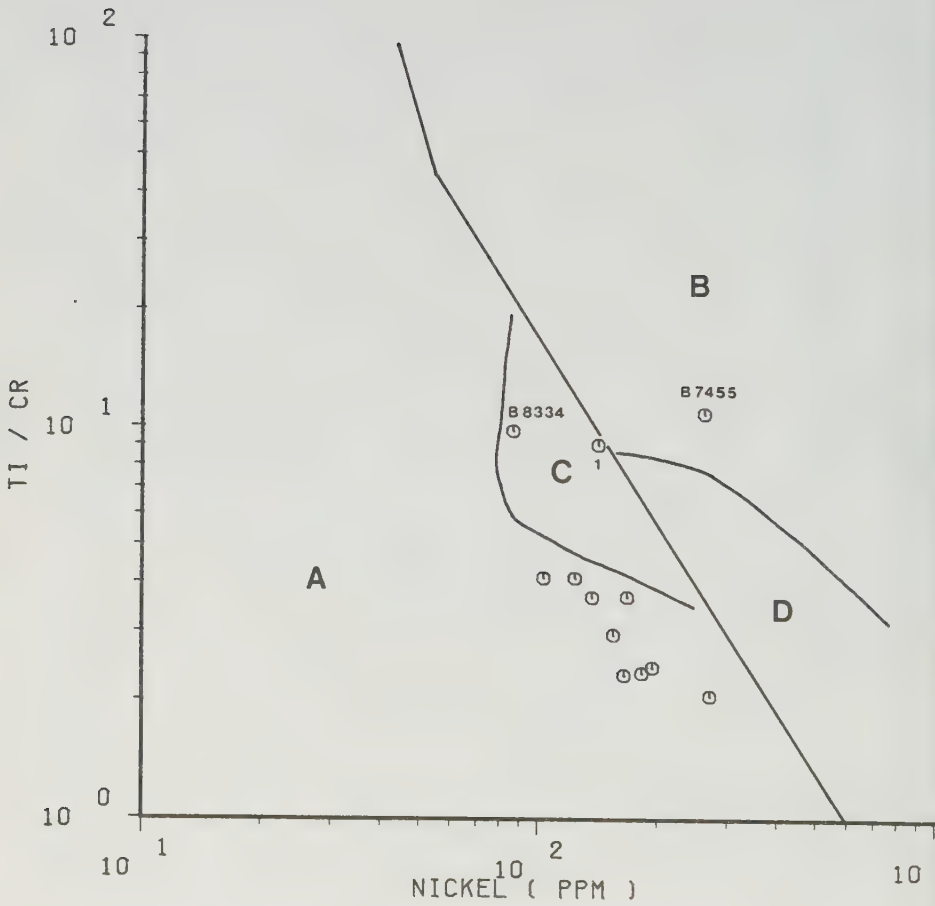


Abbildung 30.27 : Diskriminationsdarstellung nach BECCALUVA (1979)

A = Inselbogen - Basalte

B = Ozeanboden - Basalte

C = Kalziumreiche Basalte

D = Magnesiumreiche Basalte

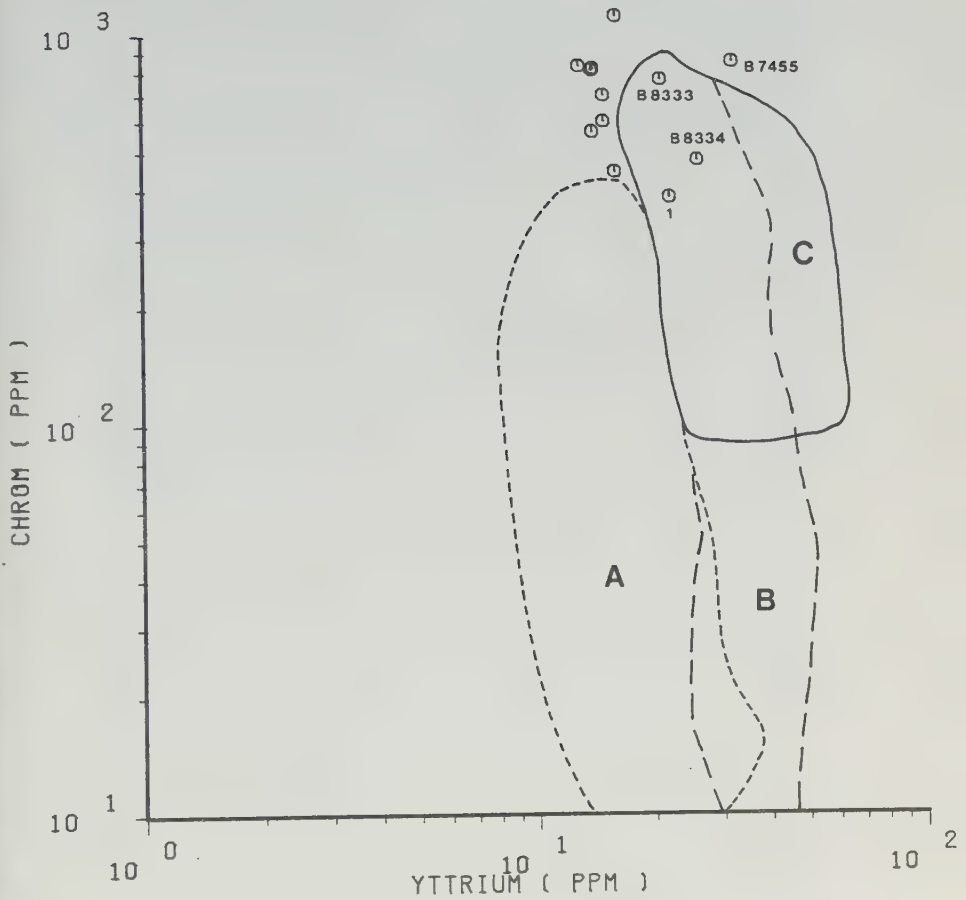


Abbildung 30.28 : Diskriminationsdarstellung nach PEARCE (1979)

IAT = Inselbogen - Basalte

MORB = Ozeanboden - Basalte

WPB = Kontinentale und Ozeaninsel - Basalte

Nur eine Probe (B 7445) liegt im Feld der Ozeanboden - Basalte und eine Probe (B 8334) liegt im Übergangsbereich, der keine Zuordnung erlaubt, alle anderen liegen im Bereich relativ primitiver Inselbogen - Basalte. Daß diese eine Probe (B 8334) eventuell doch eine Ozeanboden - Zusammensetzung aufweist, legt die Lage dieser Probe in der Darstellung Titan gegen Chrom (Abb. 30.25) nahe. Demnach wären nicht nur die Proben B 7445 und B 8334 als Ozeanboden - Basalte einzustufen, sondern auch die Proben I, 6862 und B 8333, die anhand der meisten anderen Diagramme kaum dieser Gruppe zugeordnet werden können. Diese Darstellung belegt die Schwierigkeit, die sich bei der Anwendung von Diskriminations - Kriterien, die an jungen Vulkaniten erarbeitet wurden, auf präkambrische Gesteine ergeben können. Aufgrund der Lage der darstellenden Punkte der untersuchten Proben in anderen Diskriminations - Diagrammen, müßte die Steigung der Diskriminationsgeraden nach PEARCE (1975) verringert werden, um eine Trennung der im allgemeinen als Ozeanboden - Basalte bzw. Inselbogen - Basalte klassifizierten Proben zu erlauben, oder aber die Gerade parallel zu höheren Chrom - Gehalten verschoben werden (vergl. GILL 1979).

Dementprechend müßten auch in den Abbildungen 30.27 und 30.28 die Diskriminationslinien bzw. Diskriminationsfelder in Richtung höherer Chromgehalte verschoben werden. Dadurch würden einige Proben, die jetzt im Feld der Inselbogen - Basalte liegen (wie z.B. B 8334 in Abb. 30.24) als Ozeanboden - Basalte klassifiziert werden, was die Klassifikation anhand anderer Spurenelemente bestätigen würde. Zusätzlich kommt hinzu, daß die Chrom - Werte in diesem Konzentrationsbereich eventuell zu nieder sind (siehe Kap. 13.3.1), d.h. die Lage der Diskriminationsgeraden bzw. Felder müßten noch weiter verschoben werden, als aus diesen Abbildungen abzuleiten.

Auch die Abbildungen 30.26, 30.27 und 30.28 belegen mit unterschiedlicher Deutlichkeit, daß tatsächlich 2 Gruppen innerhalb der Amphibolite existieren.

Aus der zusammenfassenden Betrachtung der aufgeführten Diskriminations - Darstellungen läßt sich eine Information über die Anwendbarkeit dieser Darstellungen auch für die präkambrischen Vulkanite von Riihilahti ableiten.

In diesen Darstellungen werden eine größere Anzahl von Elementgehalten bzw. Elementverhältnissen berücksichtigt. Systematische Unterschiede in der Petrologie, und damit der Geochemie präkambrischer

Vulkanite gegenüber jüngeren Analogen würden, selbst wenn sie existieren, nicht erwarten lassen, daß bei allen Diskriminations - Darstellungen eine falsche Einstufung resultiert, da bei vielen der Elemente (besonders bei einigen Elementverhältnissen) die Aufschmelzungsbedingungen (z.B. Aufschmelzungsgrad, residuale Mineralogie) eine nur geringe Bedeutung für Unterschiede haben könnten (z.B. SAUNDERS et al 1979 a). Auch durch die Differentiation sind keine signifikanten Abweichungen zwischen präkambrischen und rezenten Vulkaniten zu erwarten. Entscheidenden Einfluß könnten allerdings eine andere Mantelzusammensetzung oder Mantelinhomogenitäten haben (GILL 1979, SUN 1982 u.a.), bzw. bei Inselbogen - Basalten die differierende Durchschnittszusammensetzung der Kruste.

Wenn in vielen der Darstellungen systematisch die gleichen Proben eine der beiden Probengruppen bilden, muß dies ein Hinweis darauf sein, daß diese Proben tatsächlich systematisch von den anderen abweichen. Bewirken diese Abweichungen eine systematische Verlagerung in ein anderes Diskriminations - Feld, dann muß das auch bedeuten, daß die petrologischen Prozesse nicht grundsätzlich von denen jener jüngeren Vulkanite verschieden sein können, die zur Abgrenzung dieser Felder führten.

Würden dagegen in den einzelnen Diagrammen immer andere Proben aus der Hauptgruppe abweichen, dann könnten die Ursachen hierfür entweder die Nicht - Übertragbarkeit der Darstellungen oder eine metamorphe Veränderung des Stoffbestandes darstellen. Möglicherweise könnte es sich auch um einen tektonischen Übergangsbereich (z.B. zwischen Kontinent und Ozeanboden) handeln.

Aus der Interpretation der Darstellungen in diesem Kapitel zeigt sich auch, daß die Charakteristik der Hauptelemente stärker von der jüngerer Vulkanite aus vergleichbaren tektonischen Umfeldern abweichen könnten als die Spurenelemente, selbst wenn man annimmt, daß die Metamorphose nicht isochemisch verlief. Eine Diskrimination präkambrischer Vulkanite sollte deshalb nicht nur anhand der Hauptelemente erfolgen, sondern unbedingt die Spurenelemente berücksichtigen.

Die Basis für eine paläotektonische Interpretation dieser Proben ist mit nur 12 Analysen eigentlich zu gering. Anhand einer größeren, und damit eher repräsentativen, Probengruppe von Amphiboliten, auch aus der weiteren Umgebung von Riihilahti wäre zu überprüfen, ob sich der ange deutete bimodale Charakter dieser Probengruppe mit Inselbogen- und Ozeanboden - Affinität bestätigt. Es stellt sich auch die Frage, ob sich diese beiden Gruppen von Metavulkaniten in ihrer geochemischen Charak-

teristik immer so deutlich vom Mafit von Riihilahti abheben oder ob Übergänge existieren.

31. Anmerkungen zur paläotektonischen Interpretation der Outokumpu - Zone

Es würde weit über das Ziel und die Fragestellung dieser Untersuchungen hinausgehen, aufgrund der im Verlauf der Bearbeitung des Erzvorkommens Riihilahti gewonnenen Erkenntnisse über vulkanische Aktivitäten und deren mögliche paläotektonische Position plattentektonische Vorgänge im Präkambrium Finnlands zu diskutieren. Dennoch deutet sich an, daß paläotektonische Modelle (BOWES 1980 b, HUHMA 1976, PIIRAINEN 1975) verfeinert werden müssen, um den drei, zeitlich verschiedenen (?), vulkanischen Phasen alleine in Riihilahti und deren Eruption in epikontinentale Grauwacken Rechnung zu tragen. Vor einer paläotektonischen Interpretation wäre es unabdingbar erforderlich, daß die einzelnen vulkanischen Phasen in der Outokumpu - Zone (diese Arbeit und PARK & BOWES 1982) weiter an mehr Probenmaterial geochemisch untersucht werden und daß die absoluten Alter dieser Vulkanite bestimmt werden, um dann aufgrund der tektonischen Position der Entstehung, der petrologischen Prozesse und der zeitlichen Reihenfolge eine genauere Vorstellung zu erlangen.

Ich möchte an dieser Stelle davor warnen, aus der Andeutung einer Ozeanboden - Entstehung von 2 der möglichen 3 vulkanischen Gesteinsgruppen in Riihilahti den Nachweis abzuleiten, daß die ultramafischen Körper der Outokumpu - Zone Teile von Ophioliten darstellen (GAAL et al 1975, HUHMA 1976, KOISTINEN 1981). Je nachdem, wie man den Begriff Ophiolit definiert (COLEMAN 1977, GASS 1982) müßte die genetische Zusammengehörigkeit der Serpentinite, Gabbros und Laven nachgewiesen werden, bzw. zusätzlich deren Entstehung als Teile eines präkambrischen Ozeanbodens. Ein solcher Nachweis, basierend auf geochemischen Daten, fehlt aber bisher.

32. Die Sonderstellung von Riihilahti unter den Erzvorkommen der Outokumpu - Zone

In Kapitel 3.1 wurde gesagt, daß das Erzvorkommen von Riihilahti aufgrund der räumlichen Nähe ebenfalls als eine Vererzung der Outokumpu - Zone betrachtet werden muß. Es erhebt sich deshalb die Frage, ob Riihilahti dem von PELTOLA (1978) als eigenständig bezeichneten Outokumpu - Typ zugeordnet werden kann.

KOISTINEN (1981) machte deutlich, daß die Erzkörper von Keretti und Vuonos in vielen Punkten mit vielen anderen, submarin exhalativ entstandenen Erzvorkommen übereinstimmen. Unabhängig davon, ob die Ansicht, daß die Erze des " Outokumpu - Types " aufgrund ihrer Assoziation mit der Outokumpu - Abfolge eine genetische Sonderstellung einnehmen, gerechtfertigt ist, zeigen die hier vorliegenden Untersuchungsergebnisse, daß das Erzvorkommen Riihilahti innerhalb der Outokumpu - Zone nach dem momentanen Wissensstand eine Sonderstellung einnimmt.

Diese Sonderstellung ist begründet durch :

1. Das Auftreten von Vulkaniten. Vulkanite in der direkten Nachbarschaft des Erzes oder, wie in Riihilahti, mit einer nachweisbaren genetischen Beziehung wurden von den anderen Vorkommen bisher nicht beschrieben. Selbst wenn bei einer gezielten Suche auch andere Gesteinstypen als Metavulkanite erkannt werden sollten (z.B. in Luikonlahti der " black skarn "), wird der Mafit von Riihilahti unter diesen Metavulkaniten eine Sonderstellung einnehmen, die auf den hohen Graphitgehalten, den extremen Eisengehalten und anderen, in dieser Arbeit aufgeführten geochemischen Besonderheiten beruht.
2. In Riihilahti tritt keine Outokumpu - Abfolge auf, d.h. es gibt keinen Serpentin - Körper, der die Bildung dieser Abfolge hätte auslösen können und demzufolge auch keine Nickelanomalie bzw. ein ungewöhnliches Kobalt / Nickel - Verhältnis der Erze. Es bildete sich jedoch eine metasomatische Gesteinsabfolge aus, die ihre Ursache im Chemismus des Mafits hat und demzufolge nur aus Riihilahti bekannt ist.
3. Auch das Auftreten von 3 genetisch unterschiedlichen Erztypen, nämlich magmatisch, metasomatisch und submarin exhalativ auf so engem Raum ist für die Outokumpu - Zone einzigartig.

33. Anmerkungen zur Qualität der Probengruppierung

Um die Qualität der lithologischen Einteilung zu kontrollieren und um nachzuprüfen, ob sich die einzelnen Gesteinsgruppen, trotz weiter Überlappungen der chemischen Variationsbereiche und oft willkürlicher Grenzziehungen, auch unterscheiden und klassifizieren lassen, wenn nur geochemische Informationen vorliegen, wurden Diskriminanzanalysen durchgeführt. Eine Gesteinsgruppe, die auch aufgrund geochemischer Daten von anderen zu unterscheiden wäre, hätte demnach eine Berechtigung als eigenständig angesehen zu werden.

Werden alle Gesteinsgruppen gleichzeitig für die Diskriminanzanalyse herangezogen, werden die Überlagerungen so stark, daß keine sinnvolle Trennung auf mathematischem Weg mehr möglich ist. Die Eingabe von weniger Gesteinsgruppen oder deren Zusammenfassung erbringt eine wesentliche Verbesserung der Ergebnisse. Die Quote der "richtigen" Zuordnung anhand von Diskriminationsfunktionen ist jedoch auch vom Rechenweg zur Ermittlung der Funktionen abhängig (BEUTEL et al 1980, NIE et al 1975). Unter dem Aspekt der Klassifikation unbekannter Proben anhand der so ermittelten Diskriminationsfunktionen fallen die Quoten richtiger Zuordnung, wie sie hier ermittelt wurden, zu optimistisch aus, da alle Proben für die Ermittlung der Funktionen herangezogen wurden und deshalb diesen Funktionen gut entsprechen müssen. Um allgemeingültige Aussagen über die Wahrscheinlichkeit richtiger Zuordnung unbekannter Proben machen zu können, wäre für jede Probengruppe ein Vielfaches an Analysen notwendig gewesen. Ein Test würde dann jedoch niedrigere Erfolgsquoten erwarten lassen.

Dessen ungeachtet zeigen die durchgeführten Diskriminanzanalysen und die Quoten der Wiederfindbarkeit, daß die Gesteinsgruppen tatsächlich geochemisch beschreibbar und durch die Variationsbereiche der Elementgehalte voneinander unterscheidbar sind.

Einige der Gesteinsgruppen, die aufgrund der extremen Stellung einer oder mehrerer Variablen als eigenständige Gruppe behandelt wurden (SKE, MKF), oder bei denen aufgrund systematischer starker Unterschiede eine falsche Zuordnung nicht zu erwarten ist (z.B. Granite, AFB), werden stets zu 100 % wieder der vorgegebenen Gruppe zugeordnet. Da auch keine Probe anderer Gesteinsgruppen diesen Gruppen fälschlicherweise zugeschrieben werden und nach lithologischen Gesichtspunkten keine Verwechslungsgefahr besteht, wurden die besonders sulfidreichen

Proben (GNE, SKE), die Granite, der Mafit und die AFB - Proben aus der Diskriminanzanalyse ausgeschlossen. Die Überprüfung der Unterteilbarkeit des Mafits erfolgte separat.

Bei der Überprüfung aller verbleibenden Gesteinsgruppen liegt die durchschnittliche Quote der richtigen Zuordnung zwischen ca. 75 und 85 %. Berücksichtigt man, daß zwischen einzelnen Gesteinsgruppen Übergänge existieren und dadurch Gesteinsreihen, die der Ausdruck des unterschiedlich starken Einflusses eines genetischen Prozesses sind, willkürlich unterteilt wurden (z.B. in GN, SKGN, SK und SKE) und hält man die richtige Zuordnung einer Probe zu einer solchen Reihe für wichtiger als die Zuordnung zu einem (nicht exakt definierbaren) Bereich dieser Reihe, dann erhöht sich der Anteil der " richtig " zugeordneten Proben auf über 95 %.

Auch die Zusammenfassung nach lithologischem Erscheinungsbild, also z.B. die Zusammenfassung aller granatführender Gneise, unabhängig von ihrer Genese, in einer Gruppe, erhöht die Quote der richtigen Zuordnung. Die Unterschiede in den aufgrund metasomatischer Prozesse gebildeten granatführenden Gneise und die Abnahme des Einflusses mit der Entfernung zum Mafit - Körper erschweren die richtige Zuordnung bei Auftrennung der Fazien. Analoges gilt für die Kummingtonit - Felse. Trotz dieser Schwierigkeiten liegt die Quote, je nach Rechengang, zwischen 75 und 95 %.

Betrachtet man die geringen, und nur auf wenige Elemente beschränkten Unterschiede der Mafit - Fazien MIF und MEF und die weiten Überlappungen der Variationsbereiche, verwundert es, daß es rechnerisch möglich ist, alle Mafit - Fazien zu unterscheiden und die Proben zu über 95 % wieder der richtigen Gruppe zuzuordnen. Dieses Ergebnis bestätigt aber die Auffassung, daß systematische Unterschiede im Umwandlungsprozess für die Ausbildung dieser Fazien verantwortlich sind.

34. Literaturverzeichnis

- ABBEY, S. (1975) : Critical comment: 1972 values for geochemical reference samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 39, pp: 535 - 537
- (1977) : Studies in " standard samples " for use in the general analysis of silicate rocks and minerals. Part 5: 1977 edition of " usable " values. *Geological Survey of Canada, Paper 77-34*
 - (1978) : U.S.G.S. II. Revisited. *Geostandards Newsletters*, Vol. 2, no. 2, pp: 141 - 146
 - (1980) : Studies in " standard samples " for use in general analysis of silicate rocks and minerals. *Geostandards Newsletters*, Vol. 4, pp: 163 - 190
 - MEEDS, R.A. & BELANGER, P.G. (1979) : Reference samples for rocks - The search for " best values ". *Geostandards Newsletters*, Vol. 3, pp: 121 - 133
- ADAMCHUCK, I.P., PACHADZHANOV, D.N., MELNICOVA, N.D. & VALIJEV, Yu.Ya. (1979) : The behaviour of some rare elements in sedimentation processes. in: AHRENS, L.H. (Ed.) (1979) : *Origin and distribution of the elements, Second Symposium, Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 11, pp: 347 - 352
- AHRENS, L.H. (1957) : A survey of the quality of some of the principal abundance data of geochemistry. in: *Progress in Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 2, Pergamon Press, New York, pp: 30 - 45
- AITCHISON, J. & BROWN, J.A.C. (1957) : *The lognormal distribution*. Cambridge University Press, Monographs No. 5
- ALLCOTT, G.H. & LAKIN, H.W. (1975) : The homogeneity of six geochemical exploration reference samples. in: ELLIOTT, I.L. & FLETCHER, W.K. (Ed.) (1975) : *Geochemical exploration 1974*, Association of Exploration Geochemists, Special Publication No. 2, pp: 659 - 681
- AL'MUKHAMEDOV, A.I. (1967) : Behavior of titanium during differentiation of basaltic magma. *Geochemistry International*, Vol. 4, Washington D.C., pp: 47 - 56
- (1974) : Geochemical behavior of sulfur during evolution of silicate melts. *Geochemistry International*, Vol. 11, Washington D.C., pp: 42 - 47
 - MEDVEDEV, A.Ya., SOLOMONOVA, L.A. & TAROYEV, V.K. (1974) : The solubility of sulfur in basaltic melts and some geochemical consequences of it. *Geochemistry International*, Vol. 11, Washington D.C., pp: 1178 - 1187
- ANDREWS, A.J. (1979) : On the effect of low - temperature seawater - Basalt interaction on the distribution of sulfur in the oceanic crust, layer 2. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 46, pp: 68 - 80
- FYFE, W.S. (1976) : Metamorphism and massive sulphide generation on the Ocean floor. *Geoscience Canada*, Vol. 3, pp: 84 - 94
- APPLEYARD, E.C. & WOOLLEY, A.R. (1979) : Finitization: an example of the problem of characterizing mass transfer and volume changes. *Chemical Geology*, Vol. 26, pp: 1 - 15
- APPLEYARD, E.C. & WILLIAMS, S.E. (1981) : Metasomatic effects in Faraday Metagabbro, Bancroft, Ontario, Canada. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, Vol. 28, pp: 81 - 97
- ARCULUS, R.J. & DELANO, J.W. (1981 a) : Intrinsic oxygen fugacity measurements: techniques and results for spinels from upper mantle peridotites and megacryst assemblages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 45, pp: 899 - 913
- (1981 b) : Siderophile element abundances in the upper mantle: evidence for a sulfide signature and equilibrium with the core. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 45, pp: 1331 - 1343
- ARNDT, N.T. (1977) : Partitioning of nickel between olivine and ultrabasic and basic komatiite liquids. *Carnegie Institution, Washington, Year Book*, Vol. 76, pp: 553 - 557
- NALDRETT, A.J. & PYKE, D.R. (1977) : Komatiite and iron - rich tholeiitic lavas from Munro Township, northeast Ontario. *Journal of Petrology*, Vol. 18, pp: 319 - 369
 - FRANCIS, D. & HYNES, A.J. (1979) : The field characteristics and petrology of archaean and proterozoic komatiites. *Canadian Mineralogist*, Vol. 17, pp: 147 - 163
- ARRHENIUS, G. (1981) : Interaction of ocean - atmosphere with planetary interior. *Advances in Space Exploration*. Pergamon Press

- AUMENTO, F., LONCAREVIC, B. & ROSS, D.I. (1971) : Hudson geotraverse: geology of the Mid - Atlantic Ridge at 45° N. Philosophical Transactions of the Royal Society, London, Ser. A, Vol. 268, pp: 623 - 650
- AUSTEN, C.E., TOLMAY, R.T. & STEELE, T.W. (1976) : A single - standard calibration method for use in analysis by X - ray fluorescence spectrometry. National Institute for Metallurgy, Report No. 1784
- BÄCKER, H. (1973) : Rezente hydrothermal - sedimentäre Lagerstättenbildung. Erzmetall, Vol. 26, pp: 544 - 555
- (1980) : Erzschlämme. in: SCHOTT, W. (Ed.) : Die Fahrten des Forschungsschiffes " Valdivia " 1971 - 1978; Geowissenschaftliche Ergebnisse. Geologisches Jahrbuch, Reihe D, Heft 38, pp: 77 - 83
- BADHAM, J.P.N. (1982) : Further data on the formation of ores at Rio Tinto, Spain. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B, Applied Earth Science, Vol. 91, pp: B26 - B32
- BAIN, D.C., RITCHIE, P.F.S., CLARK, D.R. & DUTHIE, D.M.L. (1980) : Geochemistry and mineralogy of weathered basalt from Morvern, Scotland. Mineralogical Magazine, Vol. 43, pp: 865 - 872
- BALISTRERI, L.S. & MURRAY, J.W. (1982) : The adsorption of Cu, Pb, Zn and Cd on goethite from major ion seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 46, pp: 1253 - 1265
- BARD, J.P. & MOINE, B. (1979) : Acebuches amphibolites in the Aracena hercynian metamorphic belt (southwest Spain) : Geochemical variations and basaltic affinities. Lithos, Vol. 12, pp: 271 - 282
- BARNES, H.L. (1975) : Zoning of ore deposits: types and causes. Transactions of the Royal Society, Edinburgh, Vol. 69, pp: 296 - 311
- (1979) : Solubility of ore minerals. in: BARNES, H.L. (Ed.) : Geochemistry of hydrothermal ore deposits. (2nd edition), John Wiley & Sons, pp: 404 - 460
- O'NEIL, J.R. (1969) : The relationship between fluids in some fresh alpine - type ultramafics and possible modern serpentinization, Western United States. Geological Society of America, Bulletin 80, pp: 1947 - 1960
- O'NEIL, J.R. & TRESCASES, J.J. (1978) : Present day serpentinization in New Caledonia, Oman and Yugoslavia. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 42, pp: 144 - 145
- BASS, M.N. (1971) : Variable abyssal basalt populations and their relation to seafloor spreading rates. Earth and Planetary Science Letters Vol. 11, pp: 18 - 22
- (1976) : Secondary minerals in oceanic basalts with special reference to Leg 34, Deep Sea Drilling Project. in: YEATS, R.S. et al : Initial reports of the DSDP, Vol. 34, pp: 393 - 432
- BATES, R.I. & JACKSON, J.A. (1980) : Glossary of Geology. (2nd edition), American Geological Institute, 751p.
- BAUR, M.E. (1978) : Thermodynamics of heterogenous iron - carbon systems: implications for the terrestrial primitive reducing atmosphere. Chemical Geology, Vol. 22, pp: 189 - 206
- BEACH, A. (1976) : The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian complex. Philosophical Transactions of the Royal Society, London, Ser. A, Vol. 280, pp: 569 - 604
- BECCALUVA, L., OHNSTETTER, D. & OHNSTETTER, M. (1979) : Geochemical discrimination between ocean - floor and island - arc tholeiites - Application to some ophiolites. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 16, pp: 1874 - 1882
- BEESON, R. (1975) : Metasedimentary gneisses from the area between Sogne und Ubergsmoen, Aust - Agder, South Norway. Norges Geologiske Undersøkelse, Vol. 321, pp: 87 - 102
- BENDER, J.F., HODGES, F.N. & BENCE, A.E. (1978) : Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area: experimental study from 0 to 15 kbars. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 41, pp: 277 - 302
- BEUTEL, P., KÜFFNER, H. & SCHUBÖ, W. (1980) : SPSS 8, Statistik - Programm - System für die Sozialwissenschaftlichen. nach: NIE, N.H. & HULL, C.H., 3. Auflage, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, New York
- BIRD, J.M. & WEATHERS, M.S. (1977) : Native iron occurrences of Disko Island, Greenland. Journal of Geology, Vol. 85, pp: 359 - 371
- BISCHOFF, J.L. (1968) : Kinetics of calcite nucleation: magnesium ion inhibition and ionic strength catalysis. Journal of Geophysical Research, Vol. 73, pp: 3315 - 3322

- BISCHOFF, J.L. (1980) : Geothermal system at 21° N, East Pacific Rise: Physical limits on geothermal fluid and role of adiabatic expansion. *Science*, Vol. 207, pp: 1465 - 1469
- FYFE, W.S. (1968) : Catalysis, inhibition, and the calcite - aragonite problem. - I. The aragonite - calcite transformation. *American Journal of Science*, Vol. 266, pp: 65 - 79
 - DICKSON, F.W. (1975) : Seawater - basalt interaction at 200° C and 500 bars: implications for origin of seafloor heavy metal deposits and regulation of seawater chemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 25, pp: 385 - 397
 - SEYFRIED, W.E. (1978) : Hydrothermal chemistry of seawater from 25° to 350° C. *American Journal of Science*, Vol. 278, pp: 838 - 860
 - RADTKE, A.S. & ROSENBAUER, R.J. (1981) : Hydrothermal alteration of graywacke by brine and seawater: roles of alteration and chloride complexing on metal solubilization at 200° and 350° C. *Economic Geology*, Vol. 76, pp: 659 - 676
- BÖHLKE, J.K. & HONNOREZ - GUERSTEIN, B.M. (1980) : Alteration of basalts from site 396B, DSDP: petrographic and mineralogic studies. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 73, pp: 341 - 364
- BOSTRÖM, K. & PETERSON, M.N.A. (1966) : Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise. *Economic Geology*, Vol. 61, pp: 1258 - 1265
- BOSTRÖM, K., JOENSUU, O., VALDES, S., CHARM, W. & GLACCUM, R. (1976) : Geochemistry and origin of east pacific sediments sampled during DSDP Leg 34. in: YEATS, R.S. et al : Initial reports of the DSDP, Vol. 34, pp: 559 - 574
- BOWES, D.R. (1976 a) : Tectonics in the Baltic Shield in the period 2.000 - 1.500 million years ago. *Acta Geologica Polonica*, Vol. 26, pp 355 - 376
- (1976 b) : Archean Crustal History in the Baltic Shield. in: WINDLEY, B.F. (Ed.) : The early history of the earth. Wiley - Interscience Publications, pp: 481 - 488
 - (1980 a) : Structural sequence in the gneissose complex of eastern Finland as a basis for correlation in the Presvecokareides. *Acta Geologica Polonica*, Vol. 30, pp: 15 - 26
 - (1980 b) : Correlation in the Svecokareides and a crustal model. in: MITRANOV, F.P. (Ed.) : Principles and criteria of subdivision of Precambrian in mobile zones. Leningrad (Nauka), pp: 294 - 303
- BREWER, P.G. & SPENCER, D.W. (1969) : A note on the chemical composition of the Red Sea brines. in: DEGENS, E.T. & ROSS, D.A. (Ed.) : Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer Verlag, pp: 174 - 179
- BREY, G., JAGOUTZ, E. & STOSCH, H.-G. (1981) : Kohlenstoff im oberen Erdmantel. *Fortschritte der Mineralogie*, Bd. 59, Beiheft 1, pp: 228 - 229
- BROOKS, C.K. (1976) : The Fe_2O_3 / FeO ratio of basalt analyses: an appeal for a standardised procedure. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, Vol. 25, pp: 117 - 120
- BROOKS, R.R., BOSWELL, C.R. & REEVES, R.D. (1978) : Elemental abundance data for standard rocks as a measure of the quality of analytical methods. *Chemical Geology*, Vol. 21, pp: 25 - 38
- BRUN, J.-P. (1980) : The cluster - ridge pattern of mantled gneiss domes in the Eastern Finland: evidence for large - scale gravitational instability of proterozoic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 47, pp: 441 - 449
- (1982) : Demonstration of the diapiric origin of gneiss domes - a reply to A.F. PARK. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 58, pp: 136 - 139
- BUCHANAN, D.L. & NOLAN, J. (1979) : Solubility of sulfur and sulfide immiscibility in synthetic tholeiitic melts and their relevance to Bushveld - Complex rocks. *Canadian Mineralogist*, Vol. 17, pp: 483 - 494
- BURRI, C. (1959) : Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verlag, Mineralogisch - geotechnische Reihe, Stuttgart und Basel
- BURT, D.M. (1982) : Skarn deposits - historical bibliography through 1970. *Economic Geology*, Vol. 77, pp: 755 - 763
- BÜSCH, W., ES - SAID, S.I. & SCHNEIDER, G. (1979) : Geochemical evolution of amphibolites in the black forest (Germany). *Neues Jahrbuch Mineralogie, Abhandlungen*, Band 136, pp: 207 - 225
- BUTLER, J.C. (1979) : Numerical consequences of changing the units in which chemical analyses of igneous rocks are analyzed. *Lithos*, Vol. 12, pp: 33 - 39

- B V S P (Basaltiv Volcanism Study Project) (1981) : Basaltic volcanism on the terrestrial planets. Pergamon Press Inc., New York, 1286 p.
- CALLENDER, E. & BOWSER, C.J. (1976) : Freshwater ferromanganese deposits. in: WOLF, K.H. (Ed.) : Handbook of strata - bound and stratiform ore deposits. Vol. 7, chapter 8, pp: 341 - 394
- CAMERON, E.M. (1975) : Three geochemical standards of sulphide - bearing ultramafic rocks: U.M. 1, U.M. 2, U.M. 4. Geological Survey of Canada Paper 71-35
- GARRELS, R.M. (1980) : Geochemical compositions of some Precambrian shales from the Canadian shield. Chemical Geology, Vol. 28, pp: 181 - 197
- CAMERON, E.P. & FRENCH, W.J. (1977) : The relationship of the order of crystallization of basalt melts to their classification and to the definition of rock series. Mineralogical Magazine, Vol. 41, pp: 239 - 251
- CANN, J.R. (1969) : Spilites from the Carlsberg ridge, Indian Ocean. Journal of Petrology, Vol. 10, pp: 1 - 19
- (1970) : Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 19, pp: 7 - 11
- HEATH, R. (1976) : Some trace elements in basalts from leg 34. in: YEATS, R.S. et al : Initial reports on the DSDP, Vol. 34, chapter 17, pp: 289 - 292
- CHAMBERLAIN, J.A. (1967) : Sulfides in the Muskox intrusion. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 4, pp: 105 - 153
- CHAYES, F. (1964) : Variance - covariance relations in Harker diagrams of volcanic suites. Journal of Petrology, Vol. 5, pp: 219 - 237
- (1969) : On the occurrence of corundum in the norm of the common volcanic rocks. Carnegie Institution Washington, Year Book, Vol. 74, pp: 179 - 182
- (1979) : A comparison of two methods for classifying basalts. Carnegie Institution Washington, Year Book, Vol. 78, pp: 481 - 484
- (1980) : Defining rock types by composition ranges. Chemical Geology, Vol. 30, pp: 309 - 315
- VELDE, D. (1976) : Minimum SiO_2 requirement of the CIPW norm. Carnegie Institution Washington, Year Book, Vol. 75, pp: 786 - 787
- CHESWORTH, W. (1979) : The major element geochemistry and the mineralogical evolution of granitic rocks during weathering. in: AHRENS, L.H. (Ed.) : Origin and distribution of the elements; Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 11, pp: 305 - 313
- DEJOU, J. & LARROQUE, P. (1981) : The weathering of basalt and relative mobilities of major elements at Bebox, France. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 45, pp: 1235 - 1243
- CHURCH, B.N. (1975) : Quantitative classification and chemical comparison of common volcanic rocks. Bulletin of the Geological Society of America, Vol. 86, pp: 257 - 263
- CHURCH, S.E. (1981) : Multi - element analysis of fifty - four geochemical reference samples using inductively coupled plasma - atomic emission spectrometry. Geostandards Newsletter, Vol. 5, No. 2, pp: 133 - 160
- CLAGUE, D.A. & BUNCH, T.E. (1976) : Formation of ferrobasalt at East Pacific mid ocean spreading centers. Journal of geophysical Research, Vol. 81, pp: 4247 - 4256
- CLAISSE, F. & THINH, T.P. (1979) : Differential delta - coefficient method for the correction of matrix effects in X - ray fluorescence analysis. Analytical Chemistry, Vol. 51, pp: 954 - 957
- COISH, R.A. & TAYLOR, L.A. (1979) : The effects of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP Leg 34 basalt: a microprobe study. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 42, pp: 389 - 398
- COLEMAN, R.G. (1977) : Ophiolites. Springer Verlag
- COLOMBO, A. (1980) : The gamma transformation mode: a mode or a median ? Geostandards Newsletter, Vol. 4, pp: 199 - 203
- CONDIE, K.C., VILJOEN, M.J. & KABLE, E.J.D. (1977) : Effects of alteration on element distribution in archaean tholeiites from the Barberton Greenstone Belt, South Africa. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 64, pp: 75 - 89
- COOMBS, D.S. (1963) : Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside - olivine - silica diagram. Mineralogical Society of America, Special Paper 1, pp: 227 - 250

- COOMBS, D.S. (1965) : Sedimentary analcime rocks and sodium - rich gneisses. *Mineralogical Magazine*, Vol. 34, pp: 144 - 158
- COUSINS, C.A. & VERMAAK, C.F. (1976) : The contribution of southern African ore deposits to the geochemistry of the platinum group metals. *Economic Geology*, Vol. 71, pp: 287 - 305
- COX, K.G., BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. (1979) : The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, London, 450 p.
- CRAWFORD, A.J. & KEAYS, R.R. (1978) : Cambrian greenstone belts in Victoria: marginal sea - crust slices in the Lachlan Fold Belt of Southeastern Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 41, pp: 197 - 208,
- CRISS, J.W., BIRKS, L.S. & GILFRICH, J.V. (1978) : Versatile X - ray analysis program combining fundamental parameters and empirical coefficients. *Analytical Chemistry*, Vol. 50, pp: 33 - 37
- CROCKET, J.H. (1979) : Platinum - group elements in mafic and ultramafic rocks: a survey. *Canadian Mineralogist*, Vol. 17, pp: 391 - 402 und pp: 889 - 890
- CURRIE, K.L. (1980) : A modified norm calculation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 17, pp: 1342 - 1350
- DAVIDSON, C.F. (1962) : On the cobalt : nickel ratio in ore deposits. *Mining Magazine*, Vol. 106, pp: 78 - 85
- DAVIES, J.F., GRANT, R.W.E. & WHITEHEAD, R.E.S. (1979) : Immobile trace elements and archean volcanic stratigraphy in the Timmins mining area, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 16, pp: 305 - 311
- DAVIES, J.F. & WHITEHEAD, R.E.S. (1980) : Further immobile element data from altered volcanic rocks, Timmins mining area, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 17, pp: 419 - 423
- DAVOINE, P. (1969) : La distinction géochimique ortho - para des leptynites. *Bulletin de la Société Minéralogique et Cristallographie*, Vol. 92, pp: 59 - 75
- DEGENS, E.T. & ROSS, D.A. (Ed.) (1969) : Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Springer Verlag
- (1976) : Strata - bound metalliferous deposits found in or near active rifts. in: WOLF, K.H. (Ed.) : *Handbook of strata - bound and stratiform ore deposits*, Vol. 4, chapter 4, pp: 165 - 202
- DIMROTH, E. (1976) : Aspects of the sedimentary petrology of cherty iron - formation. in: WOLF, K.H. (Ed.) : *Handbook of strata - bound and stratiform ore deposits*. Vol. 7, chapter 5, pp: 203 - 254
- COUSINEAU, P., LEDUC, M., SANSCHAGRIN, Y. & PROVOST, G. (1979) : Flow mechanism of Archean subaqueous basalt and rhyolite flows. *Geological Society of Canada, Paper 79-1A*, pp: 207 - 211
- DIXON, W.I. (Ed.) (1981) : B M D P - Statistical software 1981. University of California Press
- DMITRIEV, L., BARSUKOV, V. & UDINTSEV, G. (1971) : Rift - zones of the ocean and the problem of ore formation. *Society of Mining Geologists of Japan (Kozan chishtsu)*, Tokio, Special Issue No. 3, pp: 65 - 69
- DOLEZAL, J., POVONDRA, P. & SULCEK, Z. (1968) : Decomposition techniques in inorganic analysis. English edition, Iliffe Books Ltd., London
- DREIBUS, G., JAGOUTZ, E. & WÄNKE, H. (1981) : Flüchtige Elemente in Spinell- und Granat - Lherzoliten. *Fortschritte der Mineralogie*, Band 59, Beiheft 1, pp: 230 - 231
- DREVER, J.I. (1974) : The magnesium problem. in: GOLDBERG, E.D. (Ed.) : *The sea*. Vol. 5, Wiley, pp: 337 - 358
- DUPUY, C., DOSTAL, J. & LEBLANC, M. (1981) : Distribution of copper and gold in ophiolites from New Caledonia. *Canadian Mineralogist*, Vol. 19, pp: 225 - 232
- DUKE, J.M. (1976) : Distribution of the period four transition elements among olivine, calcic orthopyroxene and mafic silicate liquid: experimental results. *Journal of Petrology*, Vol. 17, pp: 499 - 521
- DYMOND, J., CORLISS, J.B., HEATH, G.R., FIELD, C.W., DASCH, E.J. & VEEH, H.H. (1973) : Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 84, pp: 3355 - 3372

- EDMOND, J.M., MEASURES, C., MCDUFF, R.E., CHAN, L.H., COLLIER, R., GRANT, B., GORDON, L.I. & CORLISS, J.B. (1979 a) : Ridge crest hydrothermal activity and the balance of major and minor elements in the ocean: the Galapagos data. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 46, pp: 1 - 18
- EDMOND, J.M., MEASURES, C., MAGNUM, B., GRANT, B., SCLATER, F.R., COLLIER, R., HUDSON, A., GORDON, L.I. & CORLISS, J.B. (1979 b) : On the formation of metal - rich deposits at ridge crests. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 46, pp: 19 - 30
- EICHLER, J. (1976) : Origin of the Precambrian banded iron formation. in: WOLF, K.H. (Ed.) : *Handbook of strata - bound and stratiform ore deposits*. Vol. 7, pp: 157 - 201
- EINAUDI, M.T. & BURT, D.M. (1982) : Introduction - terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology*, Vol. 77, pp: 745 - 754
- EINSELE, G. et al (1980) : Intrusion of basaltic sills into highly porous sediments, and resulting hydrothermal activity. *Nature*, Vol. 283, pp: 441 - 445
- ELLIS, A.J. (1967) : The chemistry of some explored geothermal systems. in: BARNES, H.L. (Ed.) : *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*.
- ENGLUND, J.O. & JØRGENSEN, P. (1973) : A chemical classification system for argillaceous sediments and factors affecting their composition. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, Vol. 95, pp: 87 - 97
- ERIKSSON, K.A. & TRUSWELL, J.F. (1978) : Geological processes and atmospheric evolution in the Precambrian. in: TARLING, D.H. (Ed.) : *Evolution of the earth's crust*. Chapter 6, pp: 219 - 238
- ERLANK, A.J. & KABLE, E.J.D. (1976) : The significance of incompatible elements in Mid Atlantic Ridge basalts from 45° N with particular reference to Zr / Nb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 54, pp: 281 - 291
- ESKOLA, P. (1949) : The problem of mantled gneiss domes. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, Vol. 104, pp: 461 - 476
- FAYE, G.H., BOWMAN, W.S. & SUTARNO, R. (1973 a) : Copper - molybdenum ore HV - 1: Its characterization and preparation for use as a standard reference material. *Department of Energy, Mines and Resources, Mines Branch, Ottawa, Technical Bulletin 167*
- - - (1973 b) : Nickel - copper - cobalt ores SU - 1 and UM - 1: Their characterization and preparation for use as standard reference materials. *Department of Energy, Mines and Resources, Mines Branch, Ottawa, Technical Bulletin 177*
- - - (1977) : Zinc - copper ore RU - 1: Its characterization and preparation for use as a certified Reference material. *Canada Centre for Mineral and Energy Technology, CANMET Report 77-7*
- FINLOW - BATES, T. (1979 a) : Cyclicity in the lead - zinc - silver bearing sediments at Mount Isa Mine, Queensland, Australia, and rates of sulfide accumulation. *Economic Geology*, Vol. 74, pp: 1408 - 1419
- (1979 b) : Chemical mobilities in a submarine exhalative hydrothermal system. *Chemical Geology*, Vol. 27, pp: 65 - 83
- (1980) : The chemical and physical controls on the genesis of submarine exhalative ore - bodies and their implications for formulating exploration concepts. A review. *Geologisches Jahrbuch, Serie D, Bd. 40*, pp: 131 - 168
- LARGE, D.E. (1978) : Water depth as major control on the formation of submarine exhalative ore deposits. *Geologisches Jahrbuch, Serie D, Bd. 30*, pp: 27 - 39
- STUMPF, E.F. (1979) : The copper and lead - zinc - silver ore - bodies of Mount Isa Mine, Queensland: Products of one hydrothermal system. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, Vol. 102, pp: 497 - 517
- - (1981) : The behaviour of so - called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine exhalative ore deposits. *Mineralium Deposita*, Vol. 16, pp: 319 - 328
- CROXFORD, N.J.W. & ALLAN, J.M. (1977) : Evidence for, and implications of, a primary FeS phase in the lead - zinc bearing sediments at Mount Isa. *Mineralium Deposita*, Vol. 12, pp: 143 - 149
- FLANAGAN, F.J. (1967) : Geological Survey silicate rock standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 31, pp: 289 - 308

- FLANAGAN, F.J. (1969) : U. S. Geological Survey standards - II. First compilation of data for the new U. S. G. S. rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 33, pp: 81 - 120
- (1973) : 1972 values for international geochemical reference samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 37, pp: 1189 - 1200
- (1975) : Reply to ABBEY 1975. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 39, pp: 537 - 540
- (1976) : Descriptions and analyses of eight new U. S. G. S. rock standards. U. S. Geological Survey, Professional Paper 840
- GOTTFRIED, D. (1980) : U. S. G. S. rock standards - III. Manganese - nodule reference samples USGS-NOD-A-1 and USGS-NOD-P-1. U. S. Geological Survey, Professional Paper 1155
- FLEET, M.E., MACRAE, N.D. & OSBORNE, M.D. (1981) : The partition of nickel between olivine, magma and immiscible sulfide liquid. *Chemical Geology*, Vol. 32, pp: 119 - 127
- FLOYD, P.A. (1979) : Rare earth element mobility and geochemical characterization of spilitic rocks. *Nature*, Vol. 269, pp: 134 - 137
- WINCHESTER, J.A. (1975) : Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 27, pp: 211 - 218
- - (1978) : Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, Vol. 21, pp: 291 - 306
- FÖRSTNER, U. (1981) : Recent heavy - metal accumulation in limnic sediments. in: WOLF, K.H. (Ed.) : *Handbook of strata - bound and stratiform ore deposits*, Vol. 9, chapter 4, pp: 179 - 270
- PATCHINEELAM, S.R. (1976) : Bindung und Mobilisation von Schwermetallen in fluviatilen Sedimenten. *Chemiker Zeitung*, Vol. 100, pp: 49 - 57
- FRANCHETEAU, J. et al (1979) : Massive deep - sea sulfide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. *Nature*, Vol. 277, pp: 523 - 528
- FRENCH, B.M. (1966) : Some geological implications of equilibrium between graphite and a C - H - O gas phase at high temperatures and pressures. *Reviews of Geophysics*, Vol. 4, pp: 223 - 253
- FREUND, F. (1981) : Mechanism of the water and carbon dioxide solubility in oxides and silicates and the role of O². *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 76, pp: 474 - 482
- KATHREIN, H. & KNOBEL, R. (1980) : Carbon in solid solution in forsterite - a key to the untractable nature of reduced carbon in terrestrial and cosmogenic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 44, pp: 1319 - 1333
- FREY, F.A., BRYAN, W.B. & THOMPSON, G. (1974) : Atlantic ocean floor: geochemistry and petrology of basalts from Legs 2 and 3 of the Deep Sea Drilling Project. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 79, pp: 5507 - 5527
- FROESE, E. (1977) : Oxidation and sulphidation reactions. in: GREENWOOD, H.J. (Ed.) : *Short course in application of thermodynamics to petrology and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, Vol. 2, pp: 84 - 98
- FROST, B.R. (1979) : Metamorphism of iron - formation: parageneses in the system Fe-Si-C-O-H. *Economic Geology*, Vol. 74, pp: 775 - 785
- FRYER, B.J. & HUTCHINSON (1976) : Generation of metal deposits on the sea floor. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 13, pp: 126 - 135
- FURNES, H. (1980) : Chemical changes during palagonitization of an alkaline olivine basaltic hyaloclastite, Santa Maria, Azores. *Neues Jahrbuch Mineralogie, Abhandlungen*, Vol. 138, pp: 14 - 30
- EL - ANBAAWY, I.H. (1980) : Chemical changes and authigenic mineral formation during palagonitization of a basanite hyaloclastite, Gran Canaria, Canary Islands. *Neues Jahrbuch Mineralogie, Abhandlungen*, Vol. 139, pp: 279 - 302
- GAAL, G. (1972) : Tectonic control of some Ni - Cu deposits in Finland. 24th International Geological Congress, Montreal 1972, Section 4, pp: 215 - 224
- KOISTINEN, T. & MATTILA, E. (1975) : Tectonic and stratigraphy of the vicinity of Outokumpu, North Karelia, Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 271
- GARDNER, L.R. (1980) : Mobilization of Al and Ti during weathering - isometric geochemical evidence. *Chemical Geology*, Vol. 30, pp: 151 - 165
- GARRELS, R.M. & CHRIST, Ch. L. (1965) : *Solutions, Minerals and Equilibria*. Harper & Row, New York, Evanstone, London, 450 p.

- GARRELS, R.M. & MACKENZIE, F.T. (1971) : Evolution of sedimentary rocks. W.W. Norton & Company, New York
- GASS, I.G. (1982) : Ophiolites. Scientific American, August 1982, pp: 108 - 117
- GIBBONS, J.D. (1971) : Nonparametric statistical interference. Mc Graw - Hill, Kagakusha, Tokio
- GIBBS, R.J. (1973) : Mechanisms of trace metal transport in rivers. Science, Vol. 180, pp: 71 - 73
- GIBLIN (1978) : Experiments to demonstrate mobility of metals in waters near base - metal sulfide deposits. Chemical Geology, Vol. 23, pp: 215 - 223
- GILL, R.C.O. (1979) : Comparative petrogenesis of archaean and modern low - K tholeiites. A critical review of some geochemical aspects. in: AHRENS, L.H. (Ed.) : Origin and distribution of the Elements, Second Symposium, Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 11, pp: 431 - 447
- GOLDICH, S.S. (1938) : A study in rock weathering. Journal of Geology, Vol. 46, pp: 17 - 23
- GOLDSCHMIDT, V.M. (1923) : Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente. Skrifter Norske Videnskap Akademie (Oslo), I. Mathematisk - naturwissenschaftliche Klasse, Nr. 3
- GORBACHEV, O.V. (1973) : Ratios of pairs of similar elements in amphibolite as related to its origin. Doklady, Academy of Sciences of the USSR, Earth Science Section, Vol. 208, pp: 202 - 204
- GOVINDARAJU, K. (1980) : Report (1980) on three GIT - IWG rock reference samples: Anorthosite from Greenland, AN-G; Basalte d'Essey-la-Côte, BE-N; Granite de Beauvoir, MA-N. Geostandards Newsletter, Vol. 4, No. 1, pp: 49 - 138
- GRAMBLING, J.A. (1981) : Pressures and temperatures in precambrian metamorphic rocks. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 53, pp: 63 - 68
- GREEN, D.H. (1975) : Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonic. Geology, Vol. 3, pp: 15 - 18
- GREEN, H.W. II. (1972) : A CO₂ charged asthenosphere. Nature Physical Science, Vol. 238, pp: 2 - 5
- GRESENS, R.L. (1967) : Composition - volume relation of metasomatism. Chemical Geology, Vol. 2, pp: 47 - 65
- GUITARD, G. (1970) : Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneis oeilés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, No. 63, Paris, 350 p.
- GUY, R.D. & CHAKRABARTI, C.L. (1975) : Distribution of metal ions between soluble and particulate forms. Abstracts of the International Conference: Heavy Metals in the Environment, Toronto, 1975, D - 29
- HAAS, J.L. (1971) : The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. Economic Geology, Vol. 66, pp: 940 - 946
- HAGGERTY, S.E. (1976) : Opaque mineraloxides in terrestrial igneous rocks. in: RUMBLE III, D. (Ed.) : Oxide minerals. Mineralogical Society of America, Short Course Notes, Vol. 3, pp: Hg101 - Hg300
- HART, R. (1970) : Chemical exchange between sea - water and deep ocean basalts. Earth and Planetary Science Letters. Vol. 9, pp: 269 - 279
- (1976 a) : Chemical variance in deep ocean basalts. in: YEATS, R.S. et al : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 34, pp: 301 - 335
 - (1976 b) : Progressive alteration of the oceanic crust. in YEATS, R.S. et al : Initial Reports of the Deep Sea Drilling project, Vol. 34, pp: 433 - 437
- HART, S.R. (1969) : K, Rb, Cs contents and K / Rb, K / Cs ratios of fresh and altered submarine basalts. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 6, pp: 295 - 303
- DAVIES, K.E. (1978) : Nickel partitioning between olivine and silicate melt. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 40, pp: 203 - 219
 - STAUDIGEL, H. (1982) : The control of alkalis and uranium in seawater by ocean crust alteration. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 58, pp: 202 - 212
 - GUNN, B.M. & WATKINS, N.D. (1971) : Intralava variation of alkali elements in icelandic basalts. American Journal of Science, Vol. 270, pp: 315 - 318
 - ERLANK, A.J. & KABLE, E.J.D. (1974) : Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 44, pp: 219 - 230

- HAUGHTON, D.R., ROEDER, P.L. & SKINNER, B.J. (1974) : Solubility of sulfur in mafic magmas. *Economic Geology*, Vol. 69, pp: 451 - 462
- HAUKKA, M.T. & THOMAS, I.L. (1977) : Total X - ray fluorescence analysis of geological samples using a low - dilution lithium metaborate fusion method. - Matrix correction for major elements. *X - Ray Spectrometry*, Vol. 6, pp: 204 - 211
- (1978) : Practical solution to matrix effects in X - ray fluorescence analysis by mathematical methods. *Analytical Chemistry*, Vol. 50, pp: 592 - 596
- HAYASH, A. (1975) : Hydrothermal processes along mid - ocean ridges: an experimental investigation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 53, pp: 205 - 266
- HEKINIAN, R., FEVRIER, M., BISCHOFF, J.L., PICOT, P. & SHANKS, W.C. (1980) : Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21° N. *Science*, Vol. 207, No. 4438, pp: 1433 - 1444
- HELGESON, H.C. (1967) : Silicate metamorphism in sediments and the genesis of hydrothermal ore solutions. *Economic Geology*, Monograph No. 3, pp: 333 - 342
- HELLMAN, P.L., SMITH, R.E. & HENDERSON, P. (1977) : Rare earth element investigation of the Cliefden Outcrop, N. S. W., Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 65 pp: 155 - 164
- (1979) : The mobility of the rare earth elements: evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 71, pp: 23 - 44
- HEMLEY, J.J., MONTOYA, J.W., CHRIST, C.L. & HOSTETLER, P.B. (1977 a) : Mineral equilibria in the MgO - SiO₂ - H₂O system: I. Talc - chrysotile - forsterite - brucite stability relations. *American Journal of Science*, Vol. 277, pp: 322 - 351
- SHAW, D.R. & LUCE, R.W. (1977 b) : Mineral equilibria in the MgO - SiO₂ - H₂O system: II. Talc - antigorite - forsterite - anthophyllite - enstatite stability relations and some geological implications in the system. *American Journal of Science*, Vol. 277, pp: 353 - 383
- HENLEY, R.W. & THORNEY, P. (1979) : Some geothermal aspects of polymetallic massive sulfide formation. *Economic Geology*, Vol. 74, pp: 1600 - 1612
- HENLEY, St. (1981) : Nonparametric geostatistics. *Applied Science Publishers Ltd.*, 145 p.
- HERRMANN, A.G. (1975) : *Praktikum der Gesteinsanalyse*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 204 p.
- HIEMSTRA, S.A. (1979) : The role of collectors in the formation of the platinum deposits in the Bushveld Complex. *Canadian Mineralogist*, Vol. 17, pp: 469 - 482
- HILL, R. & ROEDER, P. (1974) : The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. *Journal of Geology*, Vol. 82, pp: 709 - 729
- HIRST, D.M. (1972) : Considerations of a sedimentary source for the heavy metal content of ore forming fluids. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B, Applied Earth Science*, Vol. 80, pp: 1 - 3
- HOLLISTER, C.D. et al (shipboard scientific party) (1971) : Site 102 - Lower continental rise hills. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 11, pp: 219 - 350
- HUGHES, C.J. & HUSSEY, E.M. (1976) : M and Mg values in igneous rocks: proposed usage and a comment on currently employed Fe₂O₃ corrections. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 40, pp: 485 - 486
- (1979) : Standardized procedure for presenting corrected Fe₂O₃ / FeO ratios in analyses of fine grained mafic rocks. *Neues Jahrbuch Mineralogie, Monatshefte*, pp: 570 - 572
- HUHMA, A. (1975) : Pre - Quaternary rocks : Sheet 422 Outokumpu. *Geological Map of Finland* 1 : 100 000
- (1976) : New aspects to the geology of the Outokumpu region. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, Vol. 48, pp: 5 - 24
- HUHMA, M. (1970) : Contribution to the geology and geochemistry of the Outokumpu region. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, Vol. 42, pp: 57 - 99
- HUHMA, M. (1958) : Report on the studies at Varislahti in 1957 - Studies on floats a.o.. Outokumpu (unveröffentlicht)

- HUMPHRIS, S.E. & THOMPSON, G. (1978 a) : Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 42, pp: 107 - 125
- (1978 b) : Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 42, pp: 127 - 136
- MORRISON, M.A. & THOMPSON, R.N. (1978) : Influence of rock crystallization history upon subsequent lanthanide mobility during hydrothermal alteration of basalts. *Chemical Geology*, Vol. 23, pp: 125 - 137
- HUTCHINSON, R.W., FYFE, W.S. & KERRICH, R. (1980) : Deep fluid penetration and ore deposition. *Minerals Science and Engineering*, Vol. 12, No. 3, pp: 107 - 120
- HUTTON, J.T. & ELLIOT, S.M. (1980) : An accurate XRF method for the analysis of geochemical exploration samples for major and trace elements using one glass disc. *Chemical Geology*, Vol. 29, pp: 1 - 11
- HYNES, A. (1980) : Carbonatization and mobility of Ti, Y, and Zr in Ascot formation metabasalts, SE Quebec. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 75, pp: 79 - 87
- IRVINE, T.N. (1970) : Heat transfer during solidification of layered intrusions. I. Sheets and sills. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 7, pp: 1030 - 1061
- (1975) : Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions. II. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 39, pp: 991 - 1020
- BARAGAR, W.R.A. (1971) : A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 8, pp: 523 - 548
- IRVING, A.J. (1978) : A review of experimental studies of crystal / liquid trace element partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 42, pp: 743 - 770
- JAGOUTZ, E., PALME, H., BADDENHAUSEN, H. BLUM, K., CENDALES, M., DREIBUS, G., SPETTEL, B., LORENZ, V. & WÄNKE, H. (1979) : The abundance of major, minor, and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Proceedings of 10th Lunar and Planetary Science Conference*, pp: 2031 - 2050
- JEHL, V., POTY, B. & WEISBROD, A. (1977) : Hydrothermal metamorphism of the oceanic crust in North Atlantic Ocean. *Bulletin de la Société Géologique de la France*, pp: 1213 - 1221
- JENKINS, R. (1974) : An introduction to X - ray spectrometry, Hyden
- DE VRIES, J.L. (1967) : Practical X - ray spectrometry. Macmillian Press
- JENSEN, L.S. (1976) : A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Geological Survey, Department of Mines, Miscellaneous Paper 66*
- JOHANNSSEN, A. (1939) : A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. 1 - 4, The University of Chicago Press, Chicago
- KAHMA, A. (1973) : The main metallogenic features of Finland. *Bulletin of the Geological Survey of Finland*, Vol. 265
- KAISER, H. & SPECKER, H. (1956) : Bewertung und Vergleich von Analysenverfahren. *Zeitschrift Analytische Chemie*, Vol. 149, pp: 46 - 66
- KALSBECK, F. & LEAKE, B. E. (1970) : The chemistry and origin of some basement amphibolites between Ivigtut and Frederikshåb, southwest Greenland. *Grönlands Geologiske Undersøgelse*, Bulletin 80, pp: 5 - 36
- VAN DE KAMP, P.C., LEAKE, B.E. & SENIOR, A. (1976) : The petrography and geochemistry of some Californian arkoses with application to identifying gneisses of metasedimentary origin. *Journal of Geology*, Vol. 84, pp: 195 - 212
- KATZ, A. (1973) : The interaction of magnesium with calcite during crystal growth at 25 - 90° C and one atmosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 37, pp: 1563 - 1586
- KERRICH, R., FYFE, W.S., GORMAN, B.E. & ALLISON, J. (1977) : Local modification of rock chemistry by deformation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 65, pp: 183 - 190
- KLEMM, D.D., SNETHLAGE, R., DEHM, R.M., HENCKEL, J. & SCHMIDT - THOME, R. (1982) : The formation of chromite and titanomagnetite deposits within the Bushveld Igneous Complex. in: AMSTUTZ, G.C. et al (Ed.) : Ore genesis - The State of the Art. Springer Verlag, pp: 351 - 370

- KOGARKO, L.N. (1973) : The Ni / Co ratio as an indicator of the mantle origin of magmas. *Geochemistry International*, Vol. 10, pp: 1081 - 1086
- KÖHLER, A. & RAAZ, F. (1951) : Über eine neue Berechnung und graphische Darstellung von Geosteinsanalysen. *Neues Jahrbuch Mineralogie, Monatshefte*, pp: 247 - 263
- KOISTINEN, T.J. (1981) : Structural evolution of an early Proterozoic strata - bound Cu - Co - Zn deposit, Outokumpu, Finland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, Vol. 72, pp: 115 - 158
- KORNIYENKO, S.P. (1973) : Calculation of the balance of matter during weathering of rocks. *Geochemistry International*, Vol. 10, pp: 1042 - 1049
- KOUVO, O. (1958) : Radioactive age of some Finnish Precambrian minerals. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, Vol. 182
- TILTON, R. (1966) : Mineral ages from Finnish Precambrian. *Journal of Geology*, Vol. 74, pp: 421 - 442
- HUUMA, M. & VUORELAINE, Y. (1959) : A natural cobalt analogue of Pentlandite. *American Mineralogist*, Vol. 44, pp: 897 - 900
- KRAMER, W., KRAMER, E., RÖSLER, H.J., KLEMM, W., SCHRÖN, W., STARKE, R. & LANGE, P. (1980) : Mineralogisch - geochemische Untersuchungen zur Umwandlung von Basiten der Yap- und Marianen - Rinne (West - Pazifik). *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, Berlin, Vol. 8, pp: 1403 - 1420
- KRAUSKOPF, K.B. (1957) : Separation of manganese from iron in sedimentary processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 12, pp: 61 - 68
- KREYSZIG, E. (1979) : Statistische Methoden und ihre Anwendungen. 7. Auflage, Vandenhoeck & Ruprecht, Göttingen, 451 p.
- KRISHNANMURTHY, P. (1978) : Implications of phase equilibria and chemical parameters for the origin of Archean ultramafic and mafic lavas. in: WINDLEY, B.F. & NAQVI, S.M. : *Archean Geochemistry*, pp: 305 - 323
- KRUMBEIN, W.C. & GARRELS, R.H. (1952) : Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation - reduction potentials. *Journal of Geology*, Vol. 60, pp: 1 - 33
- KUNO, H. (1968) : Differentiation of basaltic magmas. in: HESS, H.H. & POLDERVAART, A. (Ed.) : *Basalts*. Wiley, New York, pp: 623 - 688
- YAMASAKI, K., IIDA, C. & NAGASHIMA, K. (1957) : Differentiation of Hawaiian magmas. *Japanese Journal of Geology and Geography*, Vol. 28, pp: 179 - 218
- LAMBERT, R.St., CHAMBERLAIN, V.E. & HOLLAND, J.G. (1976) : The geochemistry of Archean rocks. in: WINDLEY, B.F. (Ed.) : *The Early History of the Earth*. Wiley - Interscience Publication, pp: 377 - 387
- LANCELOT, Y., HATHAWAY, J.C. & HOLLISTER, C.D. (1971) : Lithology of sediments from the Western North Atlantic; LEG XI DSDP. in: KANEPS, A.G. (Ed.) : *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 11, pp: 901 - 949
- LANGE, H.-P. (1982) : Zur Geochemie des Kupferschiefers und der Sedimente des Hangenden und Liegenden im Richelsdorfer - Gebirge, Hessen. Dissertation (unveröffentlicht), Institut für Geowissenschaften der Johannes Gutenberg - Universität, Mainz
- LARGE, R.R. (1977) : Chemical evolution and zonation of massive sulphide deposits in volcanic terrains. *Economic Geology*, Vol. 72, pp: 549 - 572
- LASKOWSKI, N. (1975) : Die Gehalte der Elemente Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ag, Cd und Hg in Korngrößenfraktionen der Sinkstoffe und Sedimente des Ginsheimer Altrheines - Ein Beitrag zur Geochemie eines fluviatilen Gewässers mit intensiver urban - industrieller Belastung. Diplomarbeit (unveröffentlicht), Institut für Geowissenschaften der Johannes Gutenberg - Universität, Mainz
- (1982) : Vergleichende Geochemie an früh- und spätprekambrischen Sedimenten aus dem südlichen Afrika und ihre Bedeutung für die Entwicklung der kontinentalen Kruste. Dissertation (unveröffentlicht), Institut für Geowissenschaften der Johannes Gutenberg - Universität, Mainz
- LEAKE, B.E. (1964) : The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites. *Journal of Petrology*, Vol. 5, pp: 238 - 254

- LEAKE, B.E. (1969) : The discrimination of ortho and para charnockitic rocks, anorthositic and amphibolites, *Indian Mineralogist*, Vol. 10, pp: 89 - 104
- LEBEDEV, L.M. (1972) : Minerals of contemporary hydrotherms of Cheleken. *Geochemistry International*, Vol. 9, pp: 485 - 504
- LEEMAN, W.P. & SCHEIDEGGER, K.F. (1977) : Olivine / liquid distribution coefficients and a test for crystal - liquid equilibrium. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 35, pp: 247 - 257
- LINDSTROM, D.J. (1978) : Partitioning of Ni^{2+} between basaltic and synthetic melts and olivine - an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 42, pp: 801 - 816
- LEGGETT, J.K. & SMITH, T.K. (1980) : Fe - rich deposits associated with ordoevian basalts in the southern uplands of Scotland: possible lower palaeozoic equivalents of modern active ridge sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 47, pp: 431 - 440
- LELONG, F. TARDY, Y., GRANDIN, G., TRESCASES, J.J. & BOULANGE, B. (1976) : Pedogenesis, chemical weathering and processes of formation of some supergene ore deposits. in: WOLF, K.H. (Ed.) : *Handbook of strata - bound and stratiform ore deposits*, Vol. 3, chapter 3, pp: 93 - 173
- LEPP, H. (Ed.) (1975) : *Geochemistry of iron*. Benchmark Papers in Geology, Vol. 18, Halsted Press (J. Wiley)
- LETERRIER, J., MAURY, R.C., THONON, P., GIRARD, D. & MARCHAL, M. (1982) : Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo - volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 59, pp: 139 - 154
- LEWAN, M.D. (1978) : Laboratory classification of very fine grained sedimentary rocks. *Geology*, Vol. 6, pp: 745 - 748
- LEWIS, P. (1977) : *Maps and statistics*. Halsted Press, New York, 318 p.
- LI, Y.-H. (1982) : Interelement relationship in abyssal Pacific ferromanganese nodules and associated pelagic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 46, pp: 1053 - 1060
- LINDSLEY, D.H. (1976) : Experimental studies of oxide minerals. in: RUMBLE III, D. (Ed.) : *Oxide minerals*. Mineralogical Society of America, Short Course Notes, Vol. 3, pp: L61 - L88
- LINDSTROM, D.J. & WEILL, D.F. (1978) : Partitioning of transition metals between diopside and coexisting silicate liquids. I. Nickel, cobalt, and manganese. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 42, pp: 817 - 831
- LINDSTROM, M.M. & HASKIN, L.A. (1981) : Compositional inhomogenities in a single Icelandic tholeiite flow. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 45, pp: 15 - 31
- LISITSYNA, N.A. (1968) : Geochemistry of weathering zones of basic rocks. *Geochemistry International*, Vol. 5, pp: 210 - 244
- LISTER, B. (1978) : The preparation of twenty ore standards IGS 20 - 39. Preliminary work and assessment of analytical data. *Geostandards Newsletter*, Vol.2, pp: 157 - 186
- LONG, D.T. & ANGINO, E.E. (1982) : The mobilization of selected trace metals from shales by aqueous solutions: effects of temperature and ionic strength. *Economic Geology*, Vol. 77, pp: 646 - 652
- LONGHI, J. WALKER, D. & HAYS, J.F. (1978) : The distribution of Fe and Mg between olivine and lunar basaltic liquid. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 42, pp: 1545 - 1558
- LUDDEN, J.N. & THOMPSON, G. (1978) : Behaviour of rare earth elements during submarine weathering of tholeiitic basalt. *Nature*, Vol. 274, pp: 147 - 149
- (1979) : An evaluation of the behavior of the rare earth elements during the weathering of sea - floor basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 43, pp: 83 - 92
- LUZIUS, D. (1982) : Zur Geochemie und Petrographie einiger Vaugnerite und Durbachte der Mittleren Vogesen (Frankreich) - Ein Beitrag zur Lamprophyfrage. Diplomarbeit (unveröffentlicht), Institut für Geowissenschaften, Johannes Gutenberg - Universität, Mainz
- LE MAITRE, R.W. (1976) : The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology*, Vol. 17, pp: 589 - 637
- MÄKELÄ, M. (1974) : A study of sulfur isotopes in the Outokumpu ore deposit, Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 267
- MÄKIPÄÄ, H.T. (1980) : Partitioning of Cr, Mn, Co and Ni between olivine and basaltic liquid: an experimental study. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, Vol. 52, pp: 175 - 191

- MANSON, V. (1967) : Geochemistry of basaltic rocks: major elements. in: HESS, H.H. & POLDER-VAART, A. (Ed.) : Basalts. Wiley, New York, pp: 215 - 269
- MAO, H.K. (1974) : A discussion of the iron oxides at high pressure with implications for the chemical and thermal evolution of the earth. Carnegie Institution, Washington, Yearbook 73, pp: 510 - 518
- MARCHIG, V. & GUNDLACH, H. (1982) : Iron - rich metalliferous sediments on the East Pacific Rise: prototype of undifferentiated metalliferous sediments on divergent plate boundaries. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 58, pp: 361 - 382
- MARSAL, D. (1967) : Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. Schweizerbart, Stuttgart
- MATHEZ, E.A. & DELANEY, J.R. (1981) : The nature and distribution of carbon in submarine basalts and peridotite nodules. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 56, pp: 217 - 232
- MATTHEWS, D.H. (1971) : Weathered basalts from Swallow Bank, an abyssal hill in the NE Atlantic. Philosophical Transactions of the Royal Society, London, Vol. 268, pp: 551 - 571
- MEDDIS, R. (1975) : Statistical handbook for non - statisticians, Mc Graw - Hill, 162 p.
- MEHNERT, K.R. (1969) : Composition and abundance of common metamorphic rock types. in: WEDEPOHL, K.H. (Ed.) : Handbook of Geochemistry, Springer Verlag, pp: 272 - 296
- MEL'NIK, Yu.P. (1973) : A thermodynamic model for the geochemical evolution of the atmosphere and oceans in precambrian time. Geochemistry International, Vol. 10, pp: 1366 - 1373
- MELSON, W.G. & THOMPSON, G. (1973) : Glassy abyssal basalts, Atlantic sea floor near St. Pauls rocks: petrography and composition of secondary clay minerals. Bulletin of the Geological Society of America, Vol. 84, pp: 703 - 716
- BYERLY, G.R., NELEN, J.A., O'HEARN, T., WRIGHT, T.L. & VALLIER, T. (1977) : A catalog of the major element chemistry of abyssal volcanic glasses. Mineral Science Investigations, Smithsonian Contributions to Earth Sciences, Vol. 19, pp: 31 - 60
- MENZIES, M. & SEYFRIED, W.E.Jr. (1979) : Basalt - seawater interaction: trace element and strontium isotopic variations in experimentally altered glassy basalt. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 44, pp: 463 - 472
- BLANCHARD, D. (1979) : Experimental evidence of rare earth element immobility in greenstones. Nature, Vol. 282, pp: 398 - 399
- MERILÄINEN, K. (1980) : Stratigraphy of the Precambrian in Finland. Geologiska Föreningens i Stockholm Föreläsningar, Vol. 102, pp: 177 - 180
- MERKLE, R. (1978) : Erzmikroskopische Untersuchungen an der Lagerstätte Luikonlahti, Finnland. Diplomarbeit (unveröffentlicht), Institut für Geowissenschaften der Johannes Gutenberg - Universität, Mainz
- MEVEL, C. (1981) : Occurrence of Pumpellyite in hydrothermally altered basalts from the Vema fracture zone (Mid - Atlantic Ridge). Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 76, pp: 386 - 393
- MIDDLETON, G.V. (1960) : Chemical composition of sandstones. Geological Society of America, Bulletin 71, pp: 1011 - 1026
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1975) : The basalt clan. Earth - Science Reviews, Vol. 11, pp: 337 - 364
- (1980) : A contribution to the nomenclature and classification of volcanic rocks. Geological Magazine, Vol. 117, pp: 51 - 57
- MIKKOLA, A.K. (1971) : Ore deposits of Finland as related to the structure of bedrock. Proceedings of the IMA - IAGOD, Meeting 1970, Special Issue 3, pp: 3 - 8
- NIINI, H. (1968) : Structural position of ore - bearing areas in Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland, Vol. 40, pp: 17 - 33
- MIKKOLA, E. (1941) : The geological map of Finland, sheets B7 - C7 - D7. Explanation to the map of rocks.
- MISRA, S.N. (1971) : Chemical distinction of high - grade ortho- and para - metabasites. Norsk Geologisk Tidsskrift, Vol. 51, pp: 311 - 316
- MIYASHIRO, A. (1974) : Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science, Vol. 274, pp: 321 - 355

- MIYASHIRO, A. (1975) : Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Journal of Geology*, Vol. 83, pp: 249 - 281
- SHIDO, F. (1975) : Tholeiitic and calc - alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. *American Journal of Science*, Vol. 275, pp: 265 - 277
 - EWING, M. (1971) : Metamorphism on the Mid - Atlantic Ridge near 24° and 30° N. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London, Series A*, Vol. 268, pp: 589 - 603
- MOINE, B. & DE LA ROCHE, H. (1968) : Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *Compte Rendu de la Académie des Sciences Francaises*, Paris, Vol. 267, pp: 2084 - 2088
- MORGAN, J.W., WANDLESS, G.A., PETRIE, R.K. & IRVING, A.J. (1981) : Composition of the earth's upper mantle - I. siderophile trace elements in ultramafic nodules. *Tectonophysics*, Vol. 75, pp: 47 - 67
- MOTTL, M.J. & HOLLAND, H.D. (1978) : Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalts by seawater - I. Experimental results for major and minor components of seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 42, pp: 1103 - 1115
- CORR, R.F. (1979) : Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater - II. Experimental results for Fe, Mn, and sulfur species. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 43, pp: 869 - 884
- MYSEN, B.O. (1976) : Partitioning of samarium and nickel between olivine, orthopyroxene, and liquid: preliminary data at 20 kbar and 1025° C. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 31, pp: 1 - 7
- KUSHIRO, I. (1977) : Compositional variations of coexisting phases with degree of partial melting of peridotite in the upper mantle. *American Mineralogist*, Vol. 62, pp: 843 - 856
 - (1978) : The effect of pressure on the partitioning of nickel between olivine and aluminous silicate melt. *Carnegie Institution, Washington, Yearbook*, Vol. 77, pp: 706 - 709
 - (1979) : Pressure dependence of nickel partitioning between forsterite and aluminous silicate melts. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 42, pp: 383 - 388
 - POPP, R.K. (1980) : Solubility of sulfur in $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ and $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ melts at high pressure and temperature with controlled f_{O_2} and f_{S_2} . *American Journal of Science*, Vol. 280, pp: 78 - 92
- MACDONALD, G.A. & KATSURA, T. (1964) : Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journal of Petrology*, Vol. 5, pp: 82 - 133
- MACDONALD, K.C., BECKER, K., SPIESS, F.N. & BALLARD, R.D. (1980) : Hydrothermal heat flux of " Black Smoker " vents on the East Pacific Rise. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 48, pp: 1 - 7
- MACGEEHAN, P.J. & MACLEAN, W.H. (1980) : Tholeiitic basalt - rhyolite magmatism and massive sulphide deposits at Matagami, Quebec. *Nature*, Vol. 283, pp: 153 - 157
- MACLEAN, W.H. & SHIMAZAKI, H. (1976) : The partition of Co, Ni, Cu and Zn between sulfide and silicate liquids. *Economic Geology*, Vol. 71, pp: 1049 - 1057
- MCLENNAN, S.M. & TAYLOR, S.R. (1980) : Geochemical standards for sedimentary rocks: Trace - element data for U. S. G. S. standards SCo - 1, MAG - 1 and SGR - 1. *Chemical Geology*, Vol. 29, pp: 333 - 343
- NALDRETT, A.J. & CABRI, L.J. (1976) : Ultramafic and related mafic rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum - group elements. *Economic Geology*, Vol. 71, pp: 1131 - 1158
- GOODWIN, A.M. (1977) : Volcanic rocks of the Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Ontario, and their sulfur content. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 14, pp: 539 - 550
 - HOFFMAN, E.L., GREEN, A.H., CHOU, C.L., NALDRETT, S.R. & ALCOCK, R.A. (1979) : The composition of Ni - sulfide ores with particular reference to their content of PGE and Au. *Canadian Mineralogist*, Vol. 17, pp: 403 - 415
- NAQVI, S.M. (1979) : Distribution of elements in the crust and mantle during the Archean: evidence from the Indian Shield. *Chemical Geology*, Vol. 24, pp: 1 - 25
- NAVROT, J. & SINGER, A. (1976) : Geochemical changes accompanying basic igneous rock - clay transition in a humid Mediterranean climate. *Soil Science*, Vol. 121, pp: 337 - 345

- NEAVE, H.R. (1978) : Statistics tables for mathematicians, engineers, economists, and the behavioural and management sciences. George Allen and Unwin, London, 87 p.
- (1979) : Quick and simple tests based on extreme observations. *Journal of Quality Technology*, Vol. 11, No. 2, pp: 66 - 79
 - GRANGER, C.W.J. (1968) : A Monte Carlo study comparing various two - sample tests for differences in mean. *Technometrics*, Vol. 10, No. 3, pp: 509 - 522
- NELSON, L.S. (1975) : A quick and powerful two - sample test. *Journal of Quality Technology*, Vol. 7, No. 3, pp: 150 - 152
- NESBITT, H.W. & BRICKER, O.P. (1978) : Low temperature alteration processes affecting ultramafic bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 42, pp: 403 - 409
- NESBITT, R.W. & SUN, S.S. (1976) : Geochemistry of archaean spinifex textured peridotites and magnesian and low magnesian tholeiites. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 31, pp: 433 - 453
- MASTINS, H., STOLZ, G.W. & BRUCE, D.R. (1976) : Matrix corrections in trace element analysis by X - ray fluorescence: an extension of the compton scattering technique to long wavelengths. *Chemical Geology*, Vol. 18, pp: 203 - 213
 - SUN, S.S. & PURVIS, A.C. (1979) : Komatiites: Geochemistry and genesis. *Canadian Mineralogist*, Vol. 17, pp: 165 - 186
- NICKEL, E.H. & THORNER, M.R. (1977) : Chemical constraints on the weathering of serpentinites containing nickel - iron sulphides. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 8, pp: 235 - 245
- NICOLLET, C. & ANDRIAMBOLOLONA, D.R. (1980) : Distribution of transition elements in crustal metabasic igneous rocks. *Chemical Geology*, Vol. 28, pp: 79 - 90
- NIE, N.H., HULL, C.H., JENKINS, J.G., STEINBRENNER, K. & BENT, D.H. (1975) : SPSS - Statistical Package for the Social Sciences. 2nd edition, Mc Graw - Hill
- NIKOLAYEVA, O.V. & GERMANOV, A.I. (1972) : Thermodynamic equilibria in the system C - H₂O under hydrothermal conditions. *Doklady, Academy of Sciences of the USSR, Earth Science Section*, Vol. 207, pp: 212 - 215
- NISBET, E.G. & PEARCE, J.A. (1977) : Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 63, pp: 149 - 160
- DIETRICH, V.J. & ESENWEIN, A. (1979) : Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X - ray fluorescence. *Fortschritte der Mineralogie*, Vol. 57, pp: 264 - 279
- NOCKOLDS, S.A. & ALLEN, R. (1953) : The geochemistry of some igneous rock series. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 4, pp: 105 - 142
- NORRISH, K. & CHAPPEL, B.W. (1967) : X - ray fluorescence spectroscopy. in: ZUSSMAN, J. (Ed.): *Physical methods in determinative mineralogy*. Academic Press, London, New York, pp: 161 - 214
- HUTTON, J.T. (1969) : An accurate X - ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 33, pp: 431 - 453
- NRIAGU, J.O. (1971) : Expressions for calculating the solubilities of metal sulfides in hydrothermal solutions. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 8, pp: 813 - 819
- OAKLEY, S.M., DELPHEY, C.E. WILLIAMSON, K.J. & NELSON, P.O. (1980) : Kinetics of trace metal partitioning in model anoxic marine sediments. *Water Research*, Vol. 14, pp: 1067 - 1072
- OHMOTO, H. & RYE, R.O. (1974) : Hydrogen and oxygen isotopic compositions of fluid inclusions in the Kuroko deposits, Japan. *Economic Geology*, Vol. 69, pp: 947 - 953
- ORVILLE, P.M. (1969) : A model for metamorphic differentiation origin of thin layered amphibolites. *American Journal of Science*, Vol. 267, pp: 64 - 86
- OSBORNE, E.F. (1957) : The role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *American Journal of Science*, Vol. 259, pp: 609 - 647
- PAGE, N.J., RILEY, L.B. & HAFFTY, J. (1972) : Vertical and lateral variation of platinum, palladium, and rhodium in the Stillwater Complex, Montana. *Economic Geology*, Vol. 67, pp: 915 - 923
- PALME, Ch. & JAGOUTZ, E. (1977) : Application of the fundamental parameter method for the determination of major and minor elements on fused geological samples with X - ray fluorescence spectrometry. *Analytical Chemistry*, Vol. 49, pp: 717 - 722
- PAPAVASSILIOU, C.Th. & COSGROVE, M.E. (1981) : Chemical and mineralogical changes during basalt - seawater interaction: Site 223, Leg 23, D.S.D.P., North - west Indian Ocean. *Mineralogical Magazine*, Vol. 44, pp: 141 - 146

- PARK, A.F. (1981) : Basement gneiss domes in the Svecokareliides of eastern Finland: Discussion. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 55, pp: 199 - 203
- BOWES, D.R. (1982) : Metamorphosed and deformed pillows from Losomäki: evidence of sub - aqueous volcanism in the Outokumpu association, eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, Vol. 54 (in press)
- PARKER, R.J. (1978) : An iterative method for determining background intensities used in XRF calibration lines for flux - fusion silicate rock analysis. *X - Ray Spectrometry*, Vol. 7, pp: 38 - 43
- WILLIS, J.P. (1977) : Computer programs SORT, RECORD, and MW for major - element XRF data processing. *Computers & Geosciences*, Vol. 3, pp: 115 - 171
- PEARCE, J.A. (1975) : Basaltic geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus. *Tectonophysics*, Vol. 25, pp: 41 - 67
- (1976) : Statistical analysis of major element patterns in basalt. *Journal of Petrology*, Vol. 17, pp: 15 - 43
- (1979) : Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lava from Tethyan ophiolites. in: PANAYIOTOU, A. (Ed.): *Ophiolites. Proceedings of the International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979*, Geological Survey Department, Ministry of Agriculture and Nature Resources, pp: 261 - 272
- CANN, J.R. (1971) : Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 12, pp: 339 - 349
- (1973) : Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 19, pp: 290 - 300
- GALE, G.H. (1977) : Identification of ore - deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. in: *Volcanic Process in Ore Genesis*. Institute of Mining and Metallurgy and the Geological Society, London, Special Publication, No. 7, pp: 14 - 24
- NORRY, M.G. (1979) : Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 69, pp: 33 - 47
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C. (1975) : The $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ diagram: a method of discriminating between oceanic and nonoceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 24, pp: 419 - 427
- - (1977) : The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 36, pp: 121 - 132
- PECK, L.C. (1964) : Systematic analysis of silicates. *U.S. Geological Survey, Bulletin 1170*
- PELTOLA, E. (1960) : On the black schists in the Outokumpu region in eastern Finland. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, Vol. 192
- (1978) : Origin of precambrian copper sulfides of the Outokumpu district, Finland. *Economic Geology*, Vol. 73, pp: 461 - 477
- PERHAC, R.M. (1974) : Heavy metal distribution in bottom sediment and water in the Tennessee River - Loudon Lake reservoir system. *Water Resources Research Center, University of Tennessee, Knoxville, Research Reports*, Vol. 40, 9p.
- PETTJOHN, F.J. (1975) : Sedimentary rocks. 3rd edition, Harper & Row, 628p.
- PHILPOTTS, J.A., SCHNETZLER, C.C. & HART, S.R. (1969) : Submarine basalts: some K, Rb, Sr, Ba, rare earth, H_2O and CO_2 data bearing on their alteration, modification by plagioclase and other source materials. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 7, pp: 293 - 299
- PIIRAINEN, T. (1968) : Die Petrologie und die Uranlagerstätten des Koli - Kaltimogebietes im finnischen Nordkarelien. *Bulletin de la Géologique de Finlande*, Vol. 237
- (1975) : The svekokarelian orogenic cycle and related metallogenesis in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, Vol. 47, pp: 139 - 153
- PLIMER, I.R. (1975) : The geochemistry of amphibolite retrogression at Broken Hill, Australia. *Neues Jahrbuch Mineralogie, Monatshefte*, pp: 471 - 481
- FINLOW - BATES, T. (1978) : Relationship between primary iron sulphide species, sulphur source, depth of formation and age of exhalative sulphide deposits. *Mineralium Deposita*, Vol. 13, pp: 399 - 410

- RAJAMANI, V. & NALDRETT, A.J. (1978) : Partitioning of Fe, Co, Ni, and Cu between sulfide liquid and basaltic melts and the composition of Ni - Cu sulfide deposits. *Economic Geology*, Vol. 73, pp: 82 - 93
- RAMDOHR, P. (1967) : A widespread mineral association, connected with serpentinization. *Neues Jahrbuch Mineralogie, Abhandlungen*, Vol. 117, pp: 241 - 265
- RAMSEY, F.L. (1971) : Small sample power functions for nonparametric tests of location in the double exponential family. *Journal of the American Statistical Association*, Vol. 66, No. 333, pp: 149 - 151
- RANKAMA, K. & WELIN, E. (1972) : Subcommission on precambrian stratigraphy. *Geological Newsletter*, Vol. 4, pp: 265 - 267
- READY, A. (1981) : The effect of disc mill grinding on some rock - forming minerals. *Mineralogical Magazine*, Vol. 44, pp: 179 - 182
- REFAAT, A.M. & ABDALLAH, Z.M. (1980) : The significance of Fe, Mg, Ni, Co, Ba, and Rb as a guide to the geochemical classification of common volcanic rocks. *Neues Jahrbuch Mineralogie, Abhandlungen*, Vol. 139, pp: 328 - 338
- REICHE, P. (1943) : Graphic representation of chemical weathering. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 13, pp: 58 - 68
- RIDGE, J.D. (1973) : Volcanic exhalations and ore deposition in the vicinity of the sea floor. *Mineralium Deposita*, Vol. 8, pp: 332 - 348
- RIDLEY, W.I., RHODES, J.M., REID, A.M., JAKES, P., SHIH, C. & BASS, M.N. (1974) : Basalts from leg 6 of the DSDP. *Journal of Petrology*, Vol. 15, pp: 140 - 159
- RINGWOOD, A.E. (1975) : Composition and petrology of the earth's mantle. McGraw Hill, 618 p.
- KESSON, S.E. (1976) : Basaltic magmatism and the composition of the moon. Part II. Siderophile and volatile elements in moon, earth and chondrites: Implications for lunar origin. Research School of Earth Sciences, A.N.U., Publication No. 1222,
- ROBERTSON, A.H.F. (1976) : Origins of ochres and umbers: evidence from Skouriotissa, Troodos massif, Cyprus. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B, Applied Earth Science*, Vol. 85, pp: 245 - 251
- (1978) : Metallogensis along a fossil oceanic fracture zone: Arakapas Fault Belt, Troodos massif, Cyprus. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 41, pp: 317 - 329
 - (1981) : Metallogensis on a Mesozoic passive continental margin, Antalya Complex, southwest Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 54, pp: 323 - 345
 - FLEET, A.J. (1976) : The origin of rare earths in metalliferous sediments of the Troodos massif, Cyprus. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 28, pp: 385 - 394
- ROBINSON, D. & LEAKE, B.E. (1975) : Sedimentary and igneous trends in AFM diagrams. *Geological Magazine*, Vol. 112, pp: 305 - 307
- DE LA ROCHE, H. (1965) : Sur l'existence de plusieurs facies géochimiques dans les schists paléozoïques des Pyrénées luchonaises. *Geologische Rundschau*, Vol. 55, pp: 274 - 301
- (1968) : Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide l'étude des formation métamorphiques et plutoniques. *Compte Rendu de la Académie des Sciences Française, Paris, Série D*, Vol. 267, pp: 39 - 42
 - (1974) : Geochemical characters of the metamorphic domains. Survival and testimony of their premetamorphic history. *Sciences de la Terre*, Vol. 19, No. 2, pp: 101 - 117
 - LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980) : A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 - diagram and major - element analyses. - Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, Vol. 29, pp: 183 - 210
- ROEDDER, E. (1976) : Fluid - inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks. in: WOLF, K.H. (Ed.) : *Handbook of strata - bound and stratiform ore deposits*. Vol. 2, chapter 4, pp: 67 - 110
- ROEDER, P.L. & EMSLIE, R.F. (1970) : Olivine - liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 29, pp: 275 - 289
- (1974) : Activity of iron and olivine solubility in basaltic liquids. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 23, pp: 397 - 410

- ROELANDTS, I. (1981) : Weaknesses and strengths of geochemical reference materials. *Chemical Geology*, Vol. 32, pp: 155 - 165
- LE ROEX, A.P. & DICK, H.J.B. (1981) : Petrography and geochemistry of basaltic rocks from the Conrad fracture zone on the America - Antarctica Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 54, pp: 117 - 138
- REID, A.M. & ERLANK, A.J. (1982) : Ferrobasalts from the Spiess Ridge segment of the Southwest Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 60, pp: 437 - 451
- RONOV, A.B. (1971) : Allgemeine Entwicklungstendenzen in der Zusammensetzung der äußeren Erdhülle. *Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, Serie A: Geologie, Paläontologie*, Vol. 16, Nr. 3, pp: 331 - 350
- (1972) : Evolution of rock composition and geochemical processes in the sedimentary shell of the earth. *Sedimentology*, Vol. 19, pp: 157 - 172
- RÖSLER, H.J. & LANGE, H. (1976) : *Geochemische Tabellen*. 2. Auflage, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart
- RYABCHIKOV, I.D., GREEN, D.H., WALL, V.J. & BREY, G.P. (1981) : The oxidation state of carbon in the environment of the low velocity zone. *Geokhimiya*, Vol. 2, pp: 221 - 232 (in Russisch)
- SAAGER, R., MEYER, M. & MUFF, R. (1982) : Gold distribution in supracrustal rocks from Archean greenstone belts of Southern Africa and from Paleozoic ultramafic complexes of the European Alps: Metallogenic and geochemical implications. *Economic Geology*, Vol. 77, pp: 1 - 24
- SANGSTER, D.F. & SCOTT, S.D. (1976) : Precambrian, strata - bound, massive Cu - Zn - Pb sulfide ores of North America. in: WOLF, K.H. (Ed.) : *Handbook of strata - bound and stratiform ore deposits*. Vol. 6, chapter 5, pp: 129 - 222
- SATO, M. (1978) : Oxygen fugacity of basaltic magmas and the role of gas - forming elements. *Geophysical Research Letters*, Vol. 5, pp: 447 - 449
- SATO, T. (1972) : Model for ore forming solutions and ore forming environments: Kuroko vs. veins in Miocene green tuff region of Japan. *Geological Survey of Japan, Bulletin* 23, pp: 13 - 22
- SATYANARAYANA, K., NAQVI, S.M., DIVAKARA RAO, V. & HUSSAIN, S.M. (1974) : Geochemistry of Archean amphibolites from Karnataka State, Peninsular India. *Chemical Geology*, Vol. 14, pp: 305 - 315
- SAUNDERS, A.D., TARNEY, J., MARSH, N.G. & WOOD, D.A. (1979 a) : Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: a geochemical approach. in: PANAYIOTOU, A. (Ed.) : *Ophiolites. Proceedings of the International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979*, Geological Survey Department, Ministry of Agriculture and Nature Resources, pp: 193 - 204
- STERN, C.R. & DALZIEL, I.W.D. (1979 b) : Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from Southern Chile. *Bulletin of the Geological Society of America*, Vol. 90, pp: 237 - 258
- SAXBY, J.D. (1976) : The significance of organic matter in ore genesis. in: WOLF, K.H. (Ed.) : *Handbook of strata - bound and stratiform ore deposits*. Vol. 2, chapter 5, pp: 111 - 133
- SCHEIDEGGER, K.F. (1978) : Temperatures and compositions of magmas ascending along mid - ocean ridges. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 78, pp: 3340 - 3355
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1978) : Epigenetic magnesium metasomatism or syngenetic chloritite metamorphism at Falun and Orijärvi. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B, Applied Earth Science*, Vol. 87
- SCHIDLowski, M. (1976) : Archean atmosphere and evolution of terrestrial oxygen. in: WINDLEY, B.F. (Ed.) : *The Early History of the Earth*. Wiley - Interscience Publication, pp: 525 - 533
- SCHREIBER, H.D., BALAZS, G.B., SHAFFER, A.P. & JAMISON, P.L. (1982) : Iron metal production in silicate melts through the direct reduction of Fe (II) by Ti (III), Cr (II), and Eu (II). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 46, pp: 1891 - 1901
- SCHROLL, E. & STEPAN, E. (1969) : Zur Röntgenfluoreszenzanalyse geologischen Materials. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, Vol. 13, pp: 131 - 147
- (1975) : *Analytische Geochemie - in zwei Bänden - Band 1: Methodik*. Ferdinand Enke - Verlag, Stuttgart

- SCHWAB, F.L. (1978) : Secular trends in the composition of sedimentary rock assemblages - Archean through Phanerozoic time. *Geology*, Vol. 6, pp: 532 - 536
- SEWARD, T. (1969) : The distribution of Ni and Co between diopside crystal and coexisting melt at $\text{pH}_2\text{O} = 1000$ bars pressure. *Progress in Experimental Petrology, Natural Environmental Research Council*, Vol. 1, pp: 22 - 29
- SEYFRIED, W.E. & BISCHOFF, J.L. (1977) : Hydrothermal transport of heavy metals by seawater: the role of seawater basalt ratio. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 34, pp: 71 - 78
- (1979) : Low temperature basalt alteration by seawater: an experimental study, at 70° C and 150° C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 43, pp: 1937 - 1947
 - (1981) : Experimental seawater - basalt interaction at 300° C, 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 45, pp: 135 - 147
 - MOTT, M.J. (1977) : Origin of submarine metal rich hydrothermal solutions: experimental basalt - seawater interaction in a seawater dominant system at 300° C, 500 bars. *Proceedings of the Second International Symposium on Water - Rock Interaction*, I. A. G. C., Strasbourg, France, pp: IV 173 - 180
 - (1982) : Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater - dominated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 46, pp: 985 - 1002
 - SHANKS, W.C. & DIBBLE, W.E. (1978) : Clay mineral formation in DSDP Leg 34 basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 41, pp: 265 - 276
- SHAPIRO, S.S. & WILK, M.B. (1965) : An analysis of variance test for normality (complete samples). *Biometrika*, Vol. 25, pp: 591 - 611
- CHEN, H.J. (1968) : A comparative study of various tests for normality. *Journal of the American Statistical Association*, Vol. 63, pp: 1343 - 1372
- SHAW, D.M. (1972) : The origin of the Apsley gneiss, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 9, pp: 18 - 35
- KUDO, A.M. (1965) : A test of discriminant function in amphibolite problem. *Mineralogical Magazine*, Vol. 34 (Tilley - Volume), pp: 423 - 435
- SHERVAIS, J.W. (1982) : Ti - V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 59, pp: 101 - 118
- SHIDO, F., MIYASHIRO, A. & EWING, M. (1974) : Compositional variation in pillow lavas from the Mid - Atlantic Ridge. *Marine Geology*, Vol. 16, pp: 177 - 190
- SHIMA, H. & NALDRETT, A.J. (1975) : Solubility of sulfur in an ultramafic melt and the relevance of the system Fe - S - O. *Economic Geology*, Vol. 70, pp: 960 - 967
- SHIMAZAKI, H. & MACLEAN, W.H. (1976) : An experimental study on the partition of zinc and lead between the silicate and sulfide liquids. *Mineralium Deposita*, Vol. 11, pp: 125 - 132
- SIBSON, R.H., MOORE, J.M. & RANKIN, A.H. (1975) : Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 130, pp: 163 - 177
- SIGHINOLFI, G.P. & GORGONI, C. (1978) : Chemical evolution of high - grade metamorphic rocks - anatexis and remotion of material from granulite terrains. *Chemical Geology*, Vol. 22, pp: 157 - 176
- SIMONEN, A. (1962) : Alter und allgemeine Charakteristik des finnischen Grundgebirges. *Geologische Rundschau*, Vol. 52, pp: 250 - 260
- (1971) : Das finnische Grundgebirge. *Geologische Rundschau*, Vol. 60, pp: 1406 - 1421
 - (1980) : The precambrian in Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 304, pp: 1 - 58
- SIMPSON, E.S.W. (1954) : On the graphical representation of differentiation trends in igneous rocks. *Geological Magazine*, Vol. 91, pp: 238 - 244
- SINHA, A.K. (1976) : Tectonic significance of Th / U ratios from archean basalts. *Chemical Geology*, Vol. 18, pp: 215 - 225
- SMITH, R.E. & SMITH, S.E. (1976) : Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P, and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 32, pp: 114 - 120
- SMITH, W.D. (1969) : Penecontemporaneous faulting and its likely significance in relation to Mount Isa ore deposition. *Geological Society of Australia, Special Publication* 2, pp: 225 - 236

- SNETHLAGE, R. & VON GRUENEWALDT, G. (1977) : Oxygen fugacity and its bearing on the origin of chromitite layers in the Bushveld Complex. in: KLEMM, D.D. & SCHNEIDER, H.-J. (Ed.) : Time - and Strata - Bound Ore Deposits. Springer Verlag, pp: 352 - 370
- SO, C.-S. (1978) : Geochemistry and origin of amphibolite and magnetite from the Yangyang iron deposit in the Gyeonggi metamorphic complex, Republic of Korea. Mineralium Deposita, Vol. 13, pp: 105 - 117
- SOLOMON, M. (1976) : " Volcanic " massive sulphide deposits and their host rock - a review and an explanation. in: WOLF, K.H. (Ed.) : Handbook of strata - bound and stratiform ore deposits. Vol. 6, chapter 2, pp: 21 - 54
- WALSHE, J.L. (1979 a) : The behaviour of massive - sulfide ore solutions entering seawater and the development of zoned deposits. Bulletin de Minéralogie, Vol. 102, pp: 463 - 470
 - (1979 b) : The formation of massive sulfide deposits on the sea floor. Economic Geology, Vol. 74, pp: 797 - 813
 - GARCIA, P. (1980) : Formation of massive sulphide deposits at Rio Tinto, Spain. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B, Applied Earth Science, Vol. 89, pp: B 16 - B 24
- SPIESS, F.N. et al (1980) : East Pacific Rise: hot springs and geophysical experiments. Science, Vol. 207, pp: 1421 - 1444
- SPOONER, E.T.C. (1981) : Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. in: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (Ed.) : Short Course in Fluid Inclusions. Application to Petrology. Mineralogical Association of Canada, pp: 209 - 240
- FYFE, W.S. (1973) : Sub - sea - floor metamorphism, heat and mass transfer. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 42, pp: 287 - 304
- STAKES, D.S. & O'NEIL, J.R. (1982) : Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 57, pp: 285 - 304
- STERN, W.B. (1979) : Probleme der quantitativen röntgenspektrometrischen Analyse von Hauptkomponenten und Spuren in geologischen Proben. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Vol. 59, pp: 83 - 93
- STRAUS, J.M. & SCHUBERT, G. (1977) : Thermal convection of water in porous medium: effect of temperature- and pressure - dependent thermodynamic and transport properties. Journal of Geophysical Research, Vol. 82, pp: 325 - 333
- STRECKEISEN, A. (1976) : To each plutonic rock its proper name. Earth - Science Reviews, Vol. 12, pp: 1 - 33
- (1978) : Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: Recommendation and suggestions of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. Neues Jahrbuch Mineralogie, Abhandlungen, Vol. 134, pp: 1 - 14
 - LE MAITRE, R.W. (1979) : A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. Neues Jahrbuch Mineralogie, Abhandlungen, Vol. 136, pp: 169 - 206
- STREULI, H. (1980) : Fehlerhafte Interpretation und Anwendung von Ausreißer - Tests, insbesondere bei Ringversuchen zur Überprüfung analytisch - chemischer Untersuchungsmethoden. Fresenius' Zeitschrift für Analytische Chemie, Vol. 303, pp: 406 - 408
- STUMPF, E.F. (1974) : The genesis of platinum deposits: further thoughts. Minerals Science and Engineering, Vol. 6, No. 3, pp: 120 - 141
- (1979) : Manganese haloes surrounding metamorphic stratabound base metal deposits. Mineralium Deposita, Vol. 14, pp: 207 - 217
- SUMARTOJO, J. & PARIS, M.W. (1980) : A method for measuring X - ray mass - absorption coefficients of geological materials. Chemical Geology, Vol. 28, pp: 341 - 347
- SUN, S.-S. (1982) : Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 46, pp: 179 - 192
- NESBITT, R.W. (1977) : Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the earth and mantle evolution. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 35, pp: 429 - 448
 - (1978) : Geochemical regularities and genetic significance of ophiolite basalts. Geology, Vol. 6, pp: 689 - 693

- SUN, S.-S., NESBITT, R.W. & SHARASKIN, A.Y. (1979) : Geochemical characteristics of mid - ocean ridge basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 44, pp: 119 - 138
- SUSAK, N.J. & CHERAR, D.A. (1982) : Factors controlling mineral zoning in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, Vol. 77, pp: 476 - 482
- TAKAHASHI, E. (1978) : Partitioning of Ni^{2+} , Co^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} and Mg^{2+} between olivine and silicate melts: compositional dependence of partition coefficient. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 42, pp: 1829 - 1844
- TANNER, P.W.P. & MILLER, R.G. (1980) : Geochemical evidence for loss of Na and K from Moian calc - silicate pods during prograde metamorphism. *Geological Magazine*, Vol. 117, pp: 267 - 275
- TAYLOR, G.R. (1982) : A mechanism for fibroid formation as illustrated by a volcanic exhalative sediment. *Mineralium Deposita*, Vol. 17, pp: 23 - 36
- TAYLOR, L.A., WILLIAMS, R.J. & MCCALLISTER, R.H. (1972) : Stability relations of ilmenite and ulvöspinel in the Fe - Ti - O system and application of these data to lunar mineral assemblages. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 16, pp: 282 - 288
- TERASHIMA, S. (1977) : X - ray fluorescence determination of Cr, Ga, Nb, Pb, Rb, Sr, Y, Zn and Zr in rocks. *Geological Survey of Japan, Bulletin* 28, pp: 393 - 399
- THAYER, T.P. (1966) : Serpentinization considered as a constant volume metasomatic process. *American Mineralogist*, Vol. 51, pp: 685 - 710
- THOMAS, I.L. & HAUKKA, M.T. (1978) : XRF determination of trace and major elements using a single - fused disc. *Chemical Geology*, Vol. 21, pp: 39 - 50
- THOMPSON, G. (1973) : A geochemical study of the low - temperature interaction of seawater and oceanic igneous rocks. *Transactions of the American Geophysical Union*, Vol. 54, pp: 1015 - 1019
- HUMPHRIS, S.E. (1977) : Seawater - rock interactions in the oceanic basement. *Proceedings of the Second International Symposium on Water - Rock Interaction*, I. A. G. C., Strasbourg, France, pp: III 13 - 18
- THOMPSON, R.N., MORRISON, M.A., MATTEY, D.P., DICKIN, A.P. & MOORBATH, S. (1980) : An assessment of the Th - Hf - Ta diagram as a discriminant for tectonomagmatic classifications and in the detection of crustal contamination of magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 50, pp: 1 - 10
- THORNER, M. R. (1979) : Supergene alteration of sulphides. V. Laboratory studies on the dispersion of Ni, Cu, Co, and Fe. *Chemical Geology*, Vol. 26, pp: 135 - 149
- WILDMAN, J.E. (1979) : Supergene alteration of sulphides. IV. Laboratory study of the weathering of nickel ores. *Chemical Geology*, Vol. 24, pp: 97 - 110
- THORNTON, C.P. & TUTTLE, O.E. (1960) : Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index. *American Journal of Science*, Vol. 258, pp: 664 - 684
- THORPE, R.S. (1972) : Ocean floor basalt affinity of precambrian glaucophane schists from Anglesey. *Nature Physical Science*, Vol. 240, pp: 164 - 166
- TIETJEN, G.L. & MOORE, R.H. (1972) : Some Grubbs - type statistics for the detection of outliers. *Technometrics*, Vol. 14, pp: 583 - 597
- TOBSCHALL, H.J. (1975) : Geochemische Untersuchungen zum stofflichen Bestand und Sedimentationsmilieu paläozoischer mariner Tone: Die Gehalte der Hauptelemente und der Spurenelemente Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb und Ba in den Steiger Schiefern (Vogesen). *Chemie der Erde*, Vol. 34, pp: 105 - 167
- TOGEL, K. (1961) : Preparation technique for X - ray spectrometry. in: MÜLLER, E.A.W. (Ed.) : *Zersörfungsfreie Materialprüfung*. München
- TRÖGER, E.W. (1935) : Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur - Kompendium. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, unveränderter Nachdruck 1969
- TURCOTTE, D.L. (1980) : On the thermal evolution of the earth. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 48, pp: 53 - 58
- TUREKIAN, K.K. (1969) : The oceans, streams, and atmosphere. in: WEDEPOHL, K.H. (Ed.) : *Handbook of Geochemistry*, Vol. 1, Springer Verlag, pp: 297 - 323
- TURNER, J.S. & GUSTAFSON, L.N. (1978) : The flow of hot, saline solutions from vents in the sea floor - some implications for exhalative sulfide deposits. *Economic Geology*, Vol. 73, pp: 1082 - 1100

- UENO, H. (1975) : Duration of the Kuroko mineralization episode. *Nature*, Vol. 253, pp: 428 - 429
- VARNAVAS, S.P. (1981) : Some observations on the distribution of metals in metallic hydrothermal deposits from the East Pacific Rise. *Chemie der Erde*, Vol. 40, pp: 298 - 308
- VAUGHAN, D.J. (1976) : Sedimentary geochemistry and mineralogy of the sulfides of lead, zinc, copper and iron and their occurrence in sedimentary ore deposits. in: WOLF, K.H. (Ed.) : *Handbook of strata - bound and stratiform ore deposits*. Vol. 2, chapter 10, pp: 317 - 363
- CRAIG, J.R. (1978) : Mineral chemistry of metal sulfides. Cambridge University Press, 493 p.
- VÄYRYNEN, H. (1939) : On the geology and tectonics of the Outokumpu ore field and region. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, Vol. 124
- VEIZER, J. (1976) : Evolution of ores of sedimentary affiliation through geologic history; Relations to the general tendencies in evolution of the crust, hydrosphere, atmosphere and biosphere. in: WOLF, K.H. (Ed.) : *Handbook of strata - bound and stratiform ore deposits*. Vol. 3, chapter 1, pp: 1 - 41
- WADSWORTH, W.J. (1973) : Magmatic sediments. *Minerals Science and Engineering*, Vol. 5, pp: 25 - 35
- WALSH, J.N. & HOWIE, R.A. (1980) : An evaluation of the performance of an inductively coupled plasma source spectrometer for the determination of the major and trace constituents of silicate rocks and minerals. *Mineralogical Magazine*, Vol. 43, pp: 967 - 974
- WEAVER, Ch.E. (1967) : Potassium, illite and ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 31, pp: 2181 - 2196
- WEDEPOHL, K.H. (1981) : Der primäre Erdmantel (M_p) und die durch Krustenbildung verarmte Mantelzusammensetzung (M_d). *Fortschritte der Mineralogie*, Band 59, Beiheft 1, pp: 203 - 205
- WEIGAND, P.W. & RAGLAND, P.C. (1970) : Geochemistry of mesozoic dolerite dikes from Eastern North America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 29, pp: 195 - 214
- WEISBROD, A. (1969) : Caractères géochimiques et origine des " schistes amygdalaires " des Cévennes (Massif Central français). *Compte Rendu de la Académie des Sciences Française*, Paris, Vol. 268, pp: 3018 - 3020
- WEISSBERG, B.G., BROWNE, P.R.L. & SEWARD, T.M. (1979) : Ore metals in active geothermal systems. in: BARNES, H.L. (Ed.) : *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons, pp: 738 - 780
- WETHERILL, G.W., KOIVO, O., TILTON, G.R. & GAST, P.W. (1962) : Age measurements on rocks from Finnish Precambrian. *Journal of Geology*, Vol. 70, pp: 74 - 88
- WHITE, D.E. (1968) : Environments of generation of some base metal ore deposits. *Economic Geology*, Vol. 63, pp: 301 - 335
- WHITE, R.W. & SARCIA, C. (1978) : Natural and artificial weathering of basalt, northwestern United States. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologique et Minières*, Série 2, Sect. II, pp: 1 - 29
- WHITEHEAD, R.E. (1973) : Environment of stratiform sulphide deposition; Variation in Mn : Fe ratio in host rocks at Heath Steele Mine, New Brunswick, Canada. *Mineralium Deposita*, Vol. 8, pp: 148 - 160
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977) : Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, Vol. 20, pp: 325 - 343
- WINDLEY, B.F. (1977) : The evolving continents. John Wiley & Sons, 385 p.
- WINKLER, H.G.F. (1976) : Petrogenesis of metamorphic rocks. 4th edition, Springer Verlag
- WOLERY, T.J. & SLEEP, N.H. (1976) : Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid - ocean ridges. *Journal of Petrology*, Vol. 84, pp: 249 - 275
- WOLF, K.H. (1981) : Supplementary bibliography of strata - bound and stratiform ore deposits 1974 - 1978. in: WOLF, K.H. (Ed.) : *Handbook of strata - bound and stratiform ore deposits*. Vol. 10, chapter 1, pp: 1 - 78
- WOLFE, W.J. (1975) : Zinc abundance in early Precambrian volcanic rocks: its relationship to exploitable levels of zinc in sulphide deposits of volcanic - exhalative origin. in: ELLIOTT, I.L. & FLETCHER, W.K. (Ed.) : *Geochemical Exploration 1974*. Association of Exploration Geochemists, Special Publication No. 2, pp: 261 - 278

- WOOD, D.A., GIBSON, I.L. & THOMPSON, R.N. (1976) : Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the tertiary basalts of eastern Iceland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 55, pp: 241 - 254
- JORON, J.L. & TREUIL, M. (1979 a) : A re - appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 45, pp: 326 - 336
- TARNEY, J., VARET, J., SAUNDERS, A.D., BOUGAULT, H., JORON, J.-L., TREUIL, M. & CANN, J.R. (1979 b) : Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 42, pp: 77 - 97
- YODER, H.S. & TILLEY, C.E. (1962) : Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, Vol. 3, pp: 342 - 532
- ZHABIN, A.G. (1974) : Reaction of metalliferous (copper- and zinc - bearing) hydrothermal solutions with pyritic bodies. *Doklady, Academy of Sciences of the USSR, Earth Science Section*, Vol. 215, pp: 50 - 52

A N H A N G

Tabelle A 1 : Herkunft der analysierten Bohrkernbereiche

<u>Probe Nr.</u>	<u>Bohrung Nr.</u>	<u>Bohrtiefe (in m)</u>
1	Vrl - 22	42.30 - 44.00
2	Vrl - 22	55.00 - 57.00
6740	Vrl - 7	77.60 - 81.45
6741	Vrl - 7	81.45 - 84.55
6742 A	Vrl - 7	84.55 - 85.90
6742 B	Vrl - 7	85.90 - 88.65
6745	Vrl - 7	96.65 - 99.50
6747	Vrl - 7	102.20 - 103.30
6749	Vrl - 7	106.35 - 109.10
6750	Vrl - 7	109.10 - 114.05
6756	Vrl - 7	130.30 - 133.80
6773	Vrl - 10	58.95 - 63.15
6775	Vrl - 10	67.95 - 70.95
6780	Vrl - 10	81.70 - 84.75
6782	Vrl - 10	88.90 - 95.00
6792	Vrl - 13	27.65 - 31.70
6793	Vrl - 13	37.90 - 41.85
6797	Vrl - 13	66.55 - 69.15
6798	Vrl - 13	69.15 - 72.15
6799	Vrl - 13	72.15 - 75.20
6800	Vrl - 13	75.20 - 79.80
6801	Vrl - 13	79.80 - 83.25
6802	Vrl - 13	86.35 - 88.00
6803	Vrl - 13	88.00 - 91.95
6804	Vrl - 13	91.95 - 94.90
6817	Vrl - 17	45.45 - 48.45
6818	Vrl - 17	48.45 - 51.90
6862	Vrl - 22	44.50 - 48.50
6863	Vrl - 22	48.50 - 52.85
6898	Vrl - 28	21.30 - 25.45
6905	Vrl - 28	49.60 - 52.70
6911	Vrl - 28	76.45 - 79.00
6914	Vrl - 28	84.45 - 87.30
6934	Vrl - 64	40.45 - 43.65
6935	Vrl - 64	59.80 - 61.60
B 7327 [⊙]	Vrl - 18	5.15 - 7.75

Tabelle A 1 : Fortsetzung

<u>Probe Nr.</u>	<u>Bohrung Nr.</u>	<u>Bohrtiefe (in m)</u>
B 7328 ^o	Vr1 - 18	7.75 - 8.50
B 7329 ^o	Vr1 - 18	8.50 - 10.20
B 7330 ^o	Vr1 - 18	10.20 - 12.20
B 7333 ^o	Vr1 - 18	14.15 - 16.15
B 7335 ^o	Vr1 - 18	17.75 - 18.95
B 7337 ^o	Vr1 - 18	21.30 - 24.70
B 7340 ^o	Vr1 - 18	28.10 - 31.40
B 7343 ^o	Vr1 - 18	36.00 - 39.05
B 7344 ^o	Vr1 - 18	39.05 - 40.15
B 7345 ^o	Vr1 - 18	40.15 - 42.45
B 7349 ^o	Vr1 - 18	50.40 - 52.15
B 7351 ^o	Vr1 - 18	53.45 - 55.30
B 7353 ^o	Vr1 - 18	56.80 - 58.85
B 7455 ^o	Vr1 - 58	63.60 - 66.35
B 7476 ^o	Vr1 - 53	28.75 - 31.80
B 7479 ^o	Vr1 - 53	36.35 - 39.55
B 7480 ^o	Vr1 - 53	39.55 - 42.55
B 7482 ^o	Vr1 - 53	43.35 - 45.60
B 7484 ^o	Vr1 - 53	48.55 - 51.55
B 7486 ^o	Vr1 - 53	53.90 - 56.90
B 7488 ^o	Vr1 - 53	59.05 - 62.15
B 7490 ^o	Vr1 - 53	65.25 - 66.20
B 7491 ^o	Vr1 - 53	66.20 - 66.85
B 7492 ^o	Vr1 - 53	66.85 - 69.40
B 7493 ^o	Vr1 - 53	69.40 - 69.90
B 7494 ^o	Vr1 - 53	69.90 - 71.20
B 7496 ^o	Vr1 - 53	72.50 - 73.75
B 7497 ^o	Vr1 - 53	73.75 - 75.65
B 7607 ^o	Vr1 - 49	36.05 - 37.70
B 8333 ^o	Vr1 - 19	53.05 - 55.45
B 8334 ^o	Vr1 - 19	55.45 - 56.40
B 8426 ^o	Vr1 - 62	27.05 - 28.05
B 8427 ^o	Vr1 - 62	28.05 - 29.40
B 8447 ^o	Vr1 - 62	61.80 - 64.80
B 8449 ^o	Vr1 - 62	67.00 - 70.00
B 8451 ^o	Vr1 - 62	72.60 - 75.80

Tabelle A 1 : Fortsetzung

<u>Probe Nr.</u>	<u>Bohrung Nr.</u>	<u>Bohrtiefe (in m)</u>
B 8465 ^o	Vrl - 59	14.20 - 16.55
B 8466 ^o	Vrl - 59	16.55 - 17.75
B 8467 ^o	Vrl - 59	17.75 - 19.50
B 8468 ^o	Vrl - 59	19.50 - 21.05
B 8469 ^o	Vrl - 59	21.05 - 22.80
B 8470 ^o	Vrl - 59	22.80 - 25.75
B 8471 ^o	Vrl - 59	25.75 - 27.50
B 8479 ^o	Vrl - 59	39.00 - 41.00
B 8547 ^o	Vrl - 57	22.05 - 24.90
B 8601 ^o	Vrl - 54	56.95 - 57.40
B 8602 ^o	Vrl - 54	57.40 - 58.95
B 8603 ^o	Vrl - 54	58.95 - 59.75
B 8604 ^o	Vrl - 54	59.75 - 60.60
B 8605 ^o	Vrl - 54	60.60 - 62.80
B 8606 ^o	Vrl - 54	62.80 - 64.60
B 8607 ^o	Vrl - 54	64.60 - 66.80
B 8608 ^o	Vrl - 54	66.80 - 68.95
B 8609 ^o	Vrl - 54	68.95 - 70.85
B 8610 ^o	Vrl - 54	70.85 - 72.85
B 8611 ^o	Vrl - 54	72.85 - 73.80
B 8612 ^o	Vrl - 54	73.80 - 75.50
B 8635 ^o	Vrl - 47	18.25 - 20.65
B 8637 ^o	Vrl - 47	23.75 - 27.60
B 8640 ^o	Vrl - 47	32.25 - 34.10
B 8644 ^o	Vrl - 47	41.80 - 42.90
B 8645 ^o	Vrl - 47	42.90 - 43.95
B 8646 ^o	Vrl - 47	43.95 - 44.95
B 8647 ^o	Vrl - 47	44.95 - 46.30
B 8648 ^o	Vrl - 47	46.30 - 47.70
B 8649 ^o	Vrl - 47	47.70 - 48.75
B 8650 ^o	Vrl - 47	48.75 - 51.00
B 8651 ^o	Vrl - 47	51.00 - 53.65
B 8652 ^o	Vrl - 47	53.65 - 57.45
B 8656 ^o	Vrl - 47	60.40 - 61.75
B 8657 ^o	Vrl - 47	61.75 - 63.80
B 8658 ^o	Vrl - 47	63.80 - 64.70

Tabelle A 1 : Fortsetzung

<u>Probe Nr.</u>	<u>Bohrung Nr.</u>	<u>Bohrtiefe (in m)</u>
B 8659 ^o	Vrl - 47	64.70 - 67.60
B 8660 ^o	Vrl - 47	67.60 - 70.50
B 8661 ^o	Vrl - 47	70.50 - 70.80
B 8662 ^o	Vrl - 47	70.80 - 72.55
B 8663 ^o	Vrl - 47	72.55 - 73.85
B 8664 ^o	Vrl - 47	73.85 - 77.75
B 8665 ^o	Vrl - 47	77.75 - 79.95
B 8666 ^o	Vrl - 47	79.95 - 82.10
B 8673 ^o	Vrl - 47	97.80 - 100.15
B 8676 ^o	Vrl - 47	104.15 - 106.95
B 8685 ^o	Vrl - 31	9.25 - 10.30
B 8686 ^o	Vrl - 31	10.30 - 11.25
B 8688 ^o	Vrl - 31	12.25 - 13.20
B 8704 ^o	Vrl - 31	43.60 - 44.50
B 8705 ^o	Vrl - 31	44.50 - 45.10
B 8706 ^o	Vrl - 31	45.10 - 48.00
B 8710 ^o	Vrl - 31	53.15 - 53.90
B 8711 ^o	Vrl - 31	54.90 - 55.45
B 8712 ^o	Vrl - 31	55.45 - 56.35
B 8713 ^o	Vrl - 31	56.35 - 57.00
B 8714 ^o	Vrl - 31	57.00 - 57.75
B 8715 ^o	Vrl - 31	57.75 - 59.30
B 8716 ^o	Vrl - 31	59.30 - 60.20
B 8717 ^o	Vrl - 31	60.20 - 61.75
B 8718 ^o	Vrl - 31	61.75 - 63.55
B 8719 ^o	Vrl - 31	63.55 - 66.10
B 8720 ^o	Vrl - 31	66.10 - 67.55
B 8721 ^o	Vrl - 31	67.55 - 68.10
B 8722 ^o	Vrl - 31	68.10 - 69.25
B 8723 ^o	Vrl - 31	69.25 - 71.50
B 8724 ^o	Vrl - 31	71.50 - 74.30
B 8725 ^o	Vrl - 31	74.30 - 75.10
B 8726 ^o	Vrl - 31	75.10 - 77.55
B 8727 ^o	Vrl - 31	77.55 - 78.90
B 8728 ^o	Vrl - 31	78.90 - 80.00
B 8729 ^o	Vrl - 31	80.00 - 83.70

<u>Probe Nr.</u>	<u>Bohrung Nr.</u>	<u>Bohrtiefe (in m)</u>
B 8730°	Vrl - 31	83.70 - 85.20
B 8731°	Vrl - 31	85.20 - 86.40
B 8732°	Vrl - 31	86.40 - 89.05
B 8750°	Vrl - 52	12.70 - 14.20
B 8752°	Vrl - 52	16.45 - 19.05
B 8757°	Vrl - 52	26.50 - 27.40
B 8765°	Vrl - 52	46.00 - 48.00
B 8771°	Vrl - 52	64.55 - 67.60
B 8772°	Vrl - 52	67.60 - 70.45
B 8774°	Vrl - 52	72.00 - 75.40
B 8801°	Vrl - 11	27.45 - 29.60
B 8802°	Vrl - 11	29.60 - 30.80
B 8803°	Vrl - 11	30.80 - 32.65
B 8806°	Vrl - 11	38.00 - 39.35
B 8810°	Vrl - 11	48.35 - 51.20
B 8815°	Vrl - 11	63.45 - 66.80
B 8816°	Vrl - 11	66.80 - 67.40
B 8818°	Vrl - 11	69.40 - 71.45
B 8845°	Vrl - 8	19.10 - 22.45
B 8851°	Vrl - 8	33.40 - 35.10
B 8860°	Vrl - 8	55.30 - 56.25
B 8861°	Vrl - 8	56.25 - 58.90
B 8862°	Vrl - 8	58.90 - 59.85
B 8863°	Vrl - 8	59.85 - 60.95
B 8864°	Vrl - 8	60.95 - 62.25
B 8865°	Vrl - 8	62.25 - 64.45
B 8866°	Vrl - 8	64.45 - 66.10
B 8881°	Vrl - 8	87.25 - 88.30
B 8882°	Vrl - 8	88.30 - 89.15
B 8904°	Vrl - 5	20.25 - 22.90
B 8907°	Vrl - 5	27.00 - 29.60
B 8908°	Vrl - 5	29.60 - 32.35
B 8917°	Vrl - 5	51.70 - 52.95
B 8920°	Vrl - 5	56.60 - 59.45
B 8921°	Vrl - 5	59.45 - 60.60
B 8924°	Vrl - 5	62.80 - 64.25

Tabelle A 1 : Fortsetzung

<u>Probe Nr.</u>	<u>Bohrung Nr.</u>	<u>Bohrtiefe (in m)</u>
B 8925 °	Vrl - 5	64.25 - 66.55
B 8926 °	Vrl - 5	66.55 - 69.00
B 8927 °	Vrl - 5	69.00 - 71.05
B 8928 °	Vrl - 5	71.05 - 71.45
B 8929 °	Vrl - 5	71.45 - 71.90
B 8934 °	Vrl - 5	79.85 - 81.55
B 8935 °	Vrl - 5	81.55 - 84.15
B 8936 °	Vrl - 5	84.15 - 85.80
B 8937 °	Vrl - 5	85.80 - 88.05
B 8945 °	Vrl - 5	101.60 - 103.15
B 8946 °	Vrl - 5	103.15 - 106.00
B 8947 °	Vrl - 5	106.00 - 107.55
B 8997 °	Vrl - 2	59.15 - 60.60
B 8998 °	Vrl - 2	60.60 - 63.35
B 9000 °	Vrl - 2	66.10 - 68.00
B 9003 °	Vrl - 2	72.50 - 75.20
B 9005 °	Vrl - 2	77.30 - 78.40
B 9007 °	Vrl - 2	80.45 - 83.05
B 9008 °	Vrl - 2	83.05 - 86.15
B 9009 °	Vrl - 2	86.15 - 87.80
B 9026 °	Vrl - 2	121.90 - 124.85
B 9045 °	Vrl - 2	163.75 - 165.95
B 9060 °	Vrl - 14	19.40 - 22.65
B 9142 °	Vrl - 48	64.50 - 66.35
B 9143 °	Vrl - 48	66.35 - 68.75
B 9144 °	Vrl - 48	68.75 - 70.45
10065	Vrl - 10	34.85 - 38.70
10066	Vrl - 10	42.40 - 46.85
10072	Vrl - 15	29.55 - 31.60
10073	Vrl - 15	47.25 - 50.00
10074	Vrl - 15	60.30 - 62.50
15285	Vrl - 7	18.55 - 20.80
15286	Vrl - 7	20.80 - 23.30
15287	Vrl - 7	23.30 - 24.85
15288	Vrl - 7	24.85 - 27.95
15289	Vrl - 7	27.95 - 29.96

Tabelle A 1 : Fortsetzung

<u>Probe Nr.</u>	<u>Bohrung Nr.</u>	<u>Bohrtiefe (in m)</u>
15290	Vrl - 7	29.95 - 31.80
15291	Vrl - 7	31.80 - 33.00
15292	Vrl - 7	33.00 - 34.00
15293	Vrl - 7	34.00 - 37.15
15294	Vrl - 7	37.15 - 39.05
15295	Vrl - 7	39.05 - 41.30
15296	Vrl - 7	41.30 - 43.50
15297	Vrl - 7	43.50 - 45.95
15298	Vrl - 7	45.95 - 46.50
15299	Vrl - 7	46.50 - 48.45
15302	Vrl - 7	63.80 - 67.35
15303	Vrl - 7	67.35 - 69.10
15304	Vrl - 7	69.10 - 71.20
15305	Vrl - 7	71.20 - 73.20
15306 A	Vrl - 7	73.45 - 75.00
15306 B	Vrl - 7	75.00 - 76.05
15307	Vrl - 7	76.05 - 77.60
15308	Vrl - 7	88.65 - 90.35
15309	Vrl - 7	91.95 - 93.10
15310	Vrl - 7	93.10 - 94.25
15311	Vrl - 7	94.75 - 96.65
15319	Vrl - 10	26.85 - 28.15
15320	Vrl - 10	28.15 - 31.00
15321	Vrl - 10	31.00 - 33.70
15323	Vrl - 10	38.70 - 41.15
15324	Vrl - 10	41.15 - 42.40
15325	Vrl - 10	46.85 - 48.95
15326	Vrl - 10	48.95 - 51.50
15334	Vrl - 13	18.80 - 20.50
15335	Vrl - 13	20.50 - 22.65
15336	Vrl - 13	22.65 - 25.60
15339	Vrl - 13	41.85 - 45.10
15341	Vrl - 13	54.85 - 56.70
15343	Vrl - 13	58.75 - 60.90
15344	Vrl - 13	62.45 - 64.35
15345	Vrl - 13	64.35 - 66.55

Tabelle A 1 : Fortsetzung

<u>Probe Nr.</u>	<u>Bohrung Nr.</u>	<u>Bohrtiefe (in m)</u>
15347	Vrl - 15	6.25 - 8.85
15350	Vrl - 15	12.85 - 14.80
15351	Vrl - 13	83.25 - 86.35
15356	Vrl - 15	17.50 - 19.50
15359	Vrl - 15	25.50 - 27.00
15363	Vrl - 15	35.05 - 37.05
15366	Vrl - 15	45.60 - 47.25
15369	Vrl - 15	54.00 - 55.30
15370	Vrl - 15	55.30 - 57.00
15371	Vrl - 15	57.00 - 58.25
15372	Vrl - 15	58.25 - 59.55
15376	Vrl - 15	77.10 - 78.25
15377	Vrl - 15	78.25 - 79.55
15388	Vrl - 17	26.25 - 27.95
15413	Vrl - 22	39.00 - 41.00
15414	Vrl - 28	41.15 - 42.80
15419	Vrl - 28	55.05 - 55.80
15875	Vrl - 64	43.65 - 44.65
15876	Vrl - 64	44.65 - 45.95
15877	Vrl - 64	45.95 - 47.90
15878	Vrl - 64	47.90 - 49.30
15879	Vrl - 64	49.30 - 50.40
15880	Vrl - 64	50.40 - 52.75
15881 A	Vrl - 64	52.75 - 53.50
15881 B	Vrl - 64	53.50 - 54.75
15882	Vrl - 64	54.75 - 57.15
15883	Vrl - 64	57.15 - 59.80
15889	Vrl - 65	41.55 - 44.15
15890	Vrl - 65	44.15 - 46.35
15891	Vrl - 65	46.35 - 47.45
15892	Vrl - 65	47.45 - 48.25
15893	Vrl - 65	48.25 - 40.70
15894	Vrl - 65	49.70 - 51.90
15895	Vrl - 65	51.90 - 53.50
15896	Vrl - 65	53.50 - 55.25
15897	Vrl - 65	55.25 - 56.95

Tabelle A 1 : Fortsetzung

<u>Probe Nr.</u>	<u>Bohrung Nr.</u>	<u>Bohrtiefe (in m)</u>
15898	Vrl - 65	56.95 - 58.75
15899	Vrl - 65	58.75 - 59.65

⊙ = in den Laboratorien von Outokumpu Oy zerkleinertes Probenmaterial (siehe Kap. 7)

Tabelle A 2 : Häufigkeitsverteilungen von Elementgehalten, exemplarisch dargestellt anhand der Analysenergebnisse des Mafits von Riihilahti und dessen einzelnen Fazien.

Dargestellt sind, von links oben nach rechts unten :

alle Mafit - Analysen (N = 51)

MIF (N = 25)

MEF (N = 17)

MKF (N = 9)

SiO₂

```

      H
      H H
      H H H
      H H H
      H H H H
      H H H H H H H
      H H H H H H H H
      H H H H H H H H H
      L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1 COUNT(S)

EACH '-' ABOVE = 2.0000
L = 16.0000
U = 50.0000

```

      H
      H
      H H
      H H H
      H H H H
      H H H H H
      H H H H H H
      L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1 COUNT(S)

EACH '-' ABOVE = 2.0000
L = 24.0000
U = 50.0000

```

      H
      H
      H
      H
      H H H H
      H H H H H H H
      L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1 COUNT(S)

EACH '-' ABOVE = 2.0000
L = 22.0000
U = 46.0000

```

      H
      H
      H
      H
      H H H H
      L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1 COUNT(S)

EACH '-' ABOVE = 2.0000
L = 18.0000
U = 36.0000

TiO₂

```

      H
      H
      H H
      H H H H
      H H H H H H
      H H H H H H H
      H H H H H H H H
      H H H H H H H H H
      L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1 COUNT(S)

EACH '-' ABOVE = 0.2000
L = 0.
U = 3.4000

```

      H
      H
      H H
      H H H H
      H H H H H H
      H H H H H H H
      L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1 COUNT(S)

EACH '-' ABOVE = 0.2000
L = 0.2000
U = 2.8000

```

      H
      H
      H H
      H H H H
      H H H H H H
      L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1 COUNT(S)

EACH '-' ABOVE = 0.2500
L = 0.2500
U = 3.2500

```

      H
      H
      H H
      H H H
      L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1 COUNT(S)

EACH '-' ABOVE = 0.1500
L = 0.1500
U = 1.5000

Al_2O_3

```

      H
      H
      H
    HH H H
    HH HH H
    HH HHHH
    HH HHHH
    HHHHHHHH
    H HHHHHHHH
    L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 1.0000
 L = 5.0000
 U = 22.0000

EACH 'H' REPRESENTS 1
 COUNT(S)

```

      H
      H
      H
    HH H H
    HH HHHH
    HH HHHHHH
    HH HHHHHH
    L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 0.7500
 L = 10.5000
 U = 20.2500

EACH 'H' REPRESENTS 1
 COUNT(S)

```

      HH H
      H HH H
      H HHHH
      H HHHHH
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 0.7500
 L = 11.2500
 U = 20.2500

EACH 'H' REPRESENTS 1
 COUNT(S)

```

      HH H
      H HHHH
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 1.0000
 L = 5.0000
 U = 14.0000

EACH 'H' REPRESENTS 1
 COUNT(S)

Fe_2O_3

```

      H H H
      H H H
      H H H
      H H H
      H H H
      H H H
      H H H
      H H H
      H H H
      H H H
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 2.0000
 L = 8.0000
 U = 42.0000

EACH 'H' REPRESENTS 1
 COUNT(S)

```

      H
      H
      H
      H
      H
      H
      H
      H
      H
      H
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 2.0000
 L = 14.0000
 U = 40.0000

EACH 'H' REPRESENTS 1
 COUNT(S)

```

      H
      H
      H
      H
      H
      H
      H
      H
      H
      H
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 2.0000
 L = 14.0000
 U = 38.0000

EACH 'H' REPRESENTS 1
 COUNT(S)

```

      H
      HH
      HH
      HH
      HH
      HH
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 2.5000
 L = 10.0000
 U = 32.5000

EACH 'H' REPRESENTS 1
 COUNT(S)

MnO

```

      HH
      HH
     HHH
     HHH
    HHHHH
    HHHHHH
    HHHHHH
    HHHHHH
    HHHHHH H
    HHHHHH H
    L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH '—' ABOVE = 0.0150
L = 0.0600
U = 0.3150

```

      H
      H
     HH
     HH
    HHH
    HHH
    HHH
    HHH
    L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH '—' ABOVE = 0.0200
L = 0.0600
U = 0.3200

```

      H
      H
     HH
    H HHH
    H HHHH HH
    L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH '—' ABOVE = 0.0150
L = 0.0750
U = 0.2550

```

      H H
      H H
     HHH HHH
    L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH '—' ABOVE = 0.0100
L = 0.0900
U = 0.1800

MgO

```

      HH
      HHH
      HHHH
      HHHH
      HHHH
      HHHH
      HHHH
      H HHHHHH
      H H HHHHHH
      L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH '—' ABOVE = 1.0000
L = 4.0000
U = 21.0000

```

      H
      H
     HH
     HH
    HHH
    HHH
    H H HHHH
    L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH '—' ABOVE = 1.0000
L = 5.0000
U = 18.0000

```

      H
      H
     HH
     HH
    HHH
    H H HHH
    L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH '—' ABOVE = 1.0000
L = 6.0000
U = 18.0000

```

      H
      H
     HH
     HH
    HHH
    L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH '—' ABOVE = 1.0000
L = 11.0000
U = 20.0000

CaO

H
 HH
 HHH
 HHHH
 HHHHH H
 HHHHHHHHH H
 L-----U
 EACH 'H' ABOVE = 1.5000
 REPRESENTS 2
 COUNT(S)
 L = 0.
 U = 25.5000

HH
 HHH H
 HHHH H
 HHHH H
 HHHHHH H
 L-----U
 EACH 'H' ABOVE = 1.0000
 REPRESENTS 1
 COUNT(S)
 L = 2.0000
 U = 15.0000

H
 H H
 H HHH H
 HHHHHH HH H
 L-----U
 EACH 'H' ABOVE = 1.0000
 REPRESENTS 1
 COUNT(S)
 L = 2.0000
 U = 14.0000

HH
 HH
 H HH H
 L-----U
 EACH 'H' ABOVE = 2.0000
 REPRESENTS 1
 COUNT(S)
 L = 4.0000
 U = 22.0000

Na₂O

HH
 HH H
 HHHH
 HHHH
 HHHHHH
 HHHHHH HH H
 L-----U
 EACH 'H' ABOVE = 0.1000
 REPRESENTS 2
 COUNT(S)
 L = 0.
 U = 1.7000

H
 HHH
 HHHH H
 HHHHH H H
 HHHHH HH H
 L-----U
 EACH 'H' ABOVE = 0.0750
 REPRESENTS 1
 COUNT(S)
 L = 0.
 U = 0.9750

H
 H
 H H
 H HH
 HHHH
 HHHH H H
 L-----U
 EACH 'H' ABOVE = 0.1500
 REPRESENTS 1
 COUNT(S)
 L = 0.
 U = 1.8000

H
 H
 HH
 HH HHH
 L-----U
 EACH 'H' ABOVE = 0.0500
 REPRESENTS 1
 COUNT(S)
 L = 0.
 U = 0.4500

K₂O

```

      H
      H
     HH
    HHH
    HHH
   HHHH
  HHHHH
 HHHHHH  HH  H  H
L-----U

```

EACH 'H'
REPRESENTS 2
COUNT(S)

EACH '—' ABOVE = 0.0750
L = 0.
U = 1.2750

```

      H  H
      H  H  H
      H  H  H
      HH  H  HH  H
    HHHHHHHHHH
L-----U

```

EACH 'H'
REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH '—' ABOVE = 0.0250
L = 0.
U = 0.3250

```

      H
     HH
     HH
    HH  H  H  H
    HHH  H  H  H
L-----U

```

EACH 'H'
REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH '—' ABOVE = 0.1000
L = 0.
U = 1.2000

```

      H
      H
      H
     HHHHH  H
L-----U

```

EACH 'H'
REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH '—' ABOVE = 0.1000
L = 0.
U = 0.9000

P₂O₅

```

      H
      H
     HH
    HHH
   HHHH
  HHHHH
 HHHHHHHH  H
L-----U

```

EACH 'H'
REPRESENTS 2
COUNT(S)

EACH '—' ABOVE = 0.0750
L = 0.
U = 1.2750

```

      H
      H
      H
      H
     HHH
    HHHH
   HHHH  HH
  HHHH  HHH  H
L-----U

```

EACH 'H'
REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH '—' ABOVE = 0.0750
L = 0.0750
U = 1.0500

```

      H  H
     H  H  H
     H  H  H
    HH  HHHH
L-----U

```

EACH 'H'
REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH '—' ABOVE = 0.0500
L = 0.0500
U = 0.6500

```

      H  H
     HHHH  HH  H
L-----U

```

EACH 'H'
REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH '—' ABOVE = 0.0500
L = 0.1000
U = 0.5500

S

```

      H
      H
      H
      H
    HHH H
    HHH H
    HHHH
    HHHH HH H
    L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 2
COUNT(S)

EACH 'H' ABOVE = 0.7500
L = 0.
U = 12.7500

```

      H
      H
      H
      H
    HHH
    H HHH HH
    HHHH HH
    L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH 'H' ABOVE = 0.3000
L = 0.6000
U = 4.5000

```

      HHH H
      HHH H
      HHH H HH H
    L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH 'H' ABOVE = 0.7500
L = 0.
U = 9.0000

```

      H
      H
      H
    HHH
    L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH 'H' ABOVE = 1.5000
L = 0.
U = 13.5000

H₂O⁺

```

      H
      HH
      HH
      HH H
    HHHH HH
    HHHHHHHH
    HHHHHHHH H H
    HHHHHHHH HHHH
    L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH 'H' ABOVE = 0.5000
L = 0.
U = 8.5000

```

      H
      H
      H
    HH H H
    HHH H H
    HHHHHHHH
    L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH 'H' ABOVE = 0.7500
L = 0.
U = 9.7500

```

      H
      H HH
      HHH
    H HHHHHH H
    L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH 'H' ABOVE = 0.5000
L = 0.5000
U = 6.5000

```

      H
      H
      H
    HH H
    H HH HH
    L-----U
  
```

EACH 'H' REPRESENTS 1
COUNT(S)

EACH 'H' ABOVE = 0.7500
L = 0.
U = 6.7500



```

      H
      H
      H
      H
      H H H
      HHH H
      HHHHH H
      HHHHH H HH
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 0.0750
 REPRESENTS 2
 COUNT(S)
 L = 0.
 U = 1.2750

```

      H
      H
      H
      H
      H H
      HHH H
      HHHH H H
      HHHH H H HH
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 0.0750
 REPRESENTS 1
 COUNT(S)
 L = 0.1500
 U = 1.1250

```

      H
      H
      H
      H H HH
      HHHHHH H H
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 0.0300
 REPRESENTS 1
 COUNT(S)
 L = 0.2100
 U = 0.5700

```

      H
      H
      H
      H HHH H
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 0.0500
 REPRESENTS 1
 COUNT(S)
 L = 0.2500
 U = 0.7000



```

      H
      H
      H
      H
      H
      HH
      HH
      HH
      HHHHHH HHHH H
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 1.0000
 REPRESENTS 3
 COUNT(S)
 L = 0.
 U = 17.0000

```

      H
      H
      H
      H
      H HH
      H HH
      HHHH
      HHHH
      HHHHHH H
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 0.2500
 REPRESENTS 1
 COUNT(S)
 L = 0.
 U = 3.2500

```

      H
      H
      H H
      H HHHH
      HHHHHH HH
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 0.3000
 REPRESENTS 1
 COUNT(S)
 L = 0.
 U = 3.6000

```

      H H
      HHH HHH H
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 1.5000
 REPRESENTS 1
 COUNT(S)
 L = 3.0000
 U = 16.5000

C

```

      H      EACH 'H'
      H      REPRESENTS
    H  H  H      1
    HH H H H      COUNT(S)
  HHHHH HHH HHH
  HHHHHH HHHHHHHH
  HHHHHHHHHHHHHHHH
  L-----U

```

EACH '-' ABOVE = 0.1500
 L = 0.
 U = 2.5500

```

      H      EACH 'H'
      H      REPRESENTS
    H  H      1
    H  H      COUNT(S)
  H  HH HH
  HHH HHHHHH
  L-----U

```

EACH '-' ABOVE = 0.2000
 L = 0.
 U = 2.6000

```

      H      EACH 'H'
      H      REPRESENTS
    H  HHHH      1
    HH HHHHHH H      COUNT(S)
  L-----U

```

EACH '-' ABOVE = 0.1500
 L = 0.4500
 U = 2.2500

```

      H      EACH 'H'
      H      REPRESENTS
    H  HHHHHH H      1
    L-----U      COUNT(S)

```

EACH '-' ABOVE = 0.1500
 L = 0.
 U = 1.3500

Co

```

      H      EACH 'H'
      H      REPRESENTS
      H      3
      H      COUNT(S)
    HHHH
    HHHH
    HHHHHH H  H
  L-----U

```

EACH '-' ABOVE = 150.0000
 L = 0.
 U = 2550.0000

```

      HH      EACH 'H'
      HHH      REPRESENTS
      HHH      1
      HHH      COUNT(S)
    HHHH H H
    HHHHH H H H
  L-----U

```

EACH '-' ABOVE = 50.0000
 L = 200.0000
 U = 850.0000

```

      H      EACH 'H'
      HH      REPRESENTS
      H HH      1
      HHH      COUNT(S)
    HHHH HH H
  L-----U

```

EACH '-' ABOVE = 150.0000
 L = 0.
 U = 1800.0000

```

      H      EACH 'H'
      H      REPRESENTS
      HH      1
      HH      COUNT(S)
    HHH      H
    L-----U

```

EACH '-' ABOVE = 250.0000
 L = 250.0000
 U = 2500.0000

Cr

```

      H
      H
      H
      H
      HH
      HHHH
      HHHHH
      L-----U
      H   HH   H

      EACH "H"
      REPRESENTS
      2
      COUNT(S)
  
```

EACH "H" ABOVE = 30.0000
 L = 0
 U = 510.0000

```

      H
      H
      HH
      HH
      HHH
      HHHH
      HHHHH
      L-----U
      HHH

      EACH "H"
      REPRESENTS
      1
      COUNT(S)
  
```

EACH "H" ABOVE = 30.0000
 L = 30.0000
 U = 420.0000

```

      H
      H
      HH H
      HH H
      HHHH H
      L-----U
      H

      EACH "H"
      REPRESENTS
      1
      COUNT(S)
  
```

EACH "H" ABOVE = 20.0000
 L = 20.0000
 U = 260.0000

```

      H
      H
      H
      H
      H
      HH H H
      L-----U

      EACH "H"
      REPRESENTS
      1
      COUNT(S)
  
```

EACH "H" ABOVE = 75.0000
 L = 0
 U = 675.0000

Cu

```

      H
      H
      HH
      HH
      HHH
      HHHHHH
      HHHHHHH
      L-----U
      H   HH   H

      EACH "H"
      REPRESENTS
      2
      COUNT(S)
  
```

EACH "H" ABOVE = 500.0000
 L = 500.0000
 U = 9000.0000

```

      H
      H
      HH
      HH
      HH
      HHHH
      HHHHHH
      L-----U
      H   HH

      EACH "H"
      REPRESENTS
      1
      COUNT(S)
  
```

EACH "H" ABOVE = 500.0000
 L = 0
 U = 6500.0000

```

      H
      HH
      HHHHH
      HHHHHH
      L-----U
      H   HH

      EACH "H"
      REPRESENTS
      1
      COUNT(S)
  
```

EACH "H" ABOVE = 750.0000
 L = 0
 U = 9000.0000

```

      H
      H
      HH
      HHHH
      L-----U
      H

      EACH "H"
      REPRESENTS
      1
      COUNT(S)
  
```

EACH "H" ABOVE = 1000.0000
 L = 1000.0000
 U = 10000.0000

Nb

```

      H      EACH 'H'
      H      REPRESENTS
      H      2
      HH H   COUNT(S)
      HH H
      HHHHH H
      HHHHHH H H
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 1.5000
 L = 0.
 U = 25.5000

```

      H      EACH 'H'
      H      REPRESENTS
      H      1
      HH H   COUNT(S)
      HH H
      HHH H H
      HHHHHH H
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 1.5000
 L = 0.
 U = 18.0000

```

      H      EACH 'H'
      H      REPRESENTS
      H      1
      HH H   COUNT(S)
      HH H
      HH H
      HHHHH
      HHHHHH H
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 2.0000
 L = 0.
 U = 26.0000

```

      H      EACH 'H'
      H      REPRESENTS
      H      1
      H      COUNT(S)
      H
      H
      H
      H
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 1.0000
 L = 0.
 U = 9.0000

Ni

```

      H      EACH 'H'
      H      REPRESENTS
      H H HH  1
      H H HH  COUNT(S)
      HHHHHHH
      HHHHHHH H
      HHHHHHH HH
      HHHHHHHHHH
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 50.0000
 L = 0.
 U = 850.0000

```

      H      EACH 'H'
      H      REPRESENTS
      H      1
      HHHH HH H
      HHHHHH HH
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 50.0000
 L = 100.0000
 U = 700.0000

```

      H      EACH 'H'
      H      REPRESENTS
      H      1
      H HH    COUNT(S)
      H H HH
      HH HHHH
      HHH HHHHHH
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 50.0000
 L = 0.
 U = 650.0000

```

      H      EACH 'H'
      H      REPRESENTS
      H      1
      HH      COUNT(S)
      HH
      HHHH H
      L-----U
  
```

EACH 'H' ABOVE = 75.0000
 L = 0.
 U = 675.0000

Rb

```

      H
      H
      H
      H
      H
      H
      HH
      HHHHHH HH      H
      L-----U

```

EACH 'H' ABOVE = 2=5000
 L = 0=
 U = 4=5000

H
H
H
H
H
H
H
H
H H
L-----U

EACH "H"
REPRESENTS
Z
COUNT(S)

EACH "H" ABOVE = 1.0000
L = 0.
U = 13.0000

```

      H      EACH 'H'
      H      REPRESENTS
      H      2
      H      COUNT(S)
      H
      HHHHH  H
      L-----U
EACH '-' ABOVE =      5.0000
L=              0.
U=              60.0000

```

```

      H      EACH 'H'
      H      REPRESENTS
      H      1
      H      COUNT(S)
      H
      HH      H
      L      H
      L-----U

EACH 'H' ABOVE =      2.0000
L =              0.
U =              18.0000

```

Sr

```

      HHH
      HHH
      HHH H
      HHH H
      HHHH HH
      HHHHHH
      HHHHHH
      HHHHHHHH HH H
      L-----U
EACH '-' ABOVE =      10.0000
      L=          0.
      U=      170.0000

```

```

      H      EACH *H*
      H      REPRESENTS
      H      1
      H      COUNT(S)
    HHHHHH
  HHHHHHHH  H
  HHHHHHHH  HH
  L-----U
EACH *-H ABOVE = 7.5000
L= 0.
U= 97.5000

```

```

      EACH 'H'
      REPRESENTS
      1
      COUNT(S)

      H
      H H
      HHH H
      HHH H
      HHHH H
      L-----U

EACH '-' ABOVE =      15.0000
L =              0.
U =              180.0000

```

```

      EACH 'H'
      REPRESENTS
      1
      COUNT(S)

      H
      H
      H
      HHHH  HH
      L-----U

EACH '-' ABOVE =      10.0000
L=              40.0000
U=              130.0000

```

V

```

      M H
      H H
      H H H
      HH H HH
      HHHH HH
      HHHHHHHHH
      HHHHHHHHHH
      HHHHHHHHHH
      L-----U
EACH *-# ABOVE = 50.0000
L = 0.
U = 850.0000

```

EACH 'H'
REPRESENTS
1
COUNT(S)

```

      H H
      H H
      H H
      H H HH
      HH H HHH
      HHHHHHHH H
      L-----U
EACH *-# ABOVE = 50.0000
L = 0.
U = 650.0000

```

EACH 'H'
REPRESENTS
1
COUNT(S)

```

      HH
      H H HHH
      HHHHHHHHH H
      L-----U
EACH *-# ABOVE = 50.0000
L = 50.0000
U = 650.0000

```

EACH 'H'
REPRESENTS
1
COUNT(S)

```

      HH
      HH
      HH HH HH
      L-----U
EACH *-# ABOVE = 30.0000
L = 30.0000
U = 300.0000

```

EACH 'H'
REPRESENTS
1
COUNT(S)

Y

```

      H
      H
      HH
      H HH H
      HHHHHHHH
      HHHHHHHHHH H
      L-----U
EACH *-# ABOVE = 7.5000
L = 0.
U = 127.5000

```

EACH 'H'
REPRESENTS
2
COUNT(S)

```

      H
      H
      HH
      HH H
      HHHHHH H
      HHHHHHHHHH H
      L-----U
EACH *-# ABOVE = 7.5000
L = 15.0000
U = 112.5000

```

EACH 'H'
REPRESENTS
1
COUNT(S)

```

      H
      HHHHHH
      HHHHHHHHHH
      L-----U
EACH *-# ABOVE = 7.5000
L = 22.5000
U = 112.5000

```

EACH 'H'
REPRESENTS
1
COUNT(S)

```

      HH H
      HHH HHH
      L-----U
EACH *-# ABOVE = 5.0000
L = 10.0000
U = 55.0000

```

EACH 'H'
REPRESENTS
1
COUNT(S)

Zn

```

      H
      H
      H
      H
      HH
      HH
      HHH
      HHHH HHHHH
      L-----U

      EACH 'H'
      REPRESENTS
      3
      COUNT(S)

      EACH '-' ABOVE = 500.0000
      L = 0.
      U = 8500.0000
  
```

```

      H
      H
      HH
      HH
      HH
      HH
      HH
      HHH H
      HHHH H
      L-----U

      EACH 'H'
      REPRESENTS
      1
      COUNT(S)

      EACH '-' ABOVE = 300.0000
      L = 0.
      U = 3900.0000
  
```

```

      H
      H
      H
      H
      HH
      HH
      HH
      HH H
      HH H
      L-----U

      EACH 'H'
      REPRESENTS
      1
      COUNT(S)

      EACH '-' ABOVE = 750.0000
      L = 0.
      U = 9000.0000
  
```

```

      H
      H
      HH
      HH H
      HH
      L-----U

      EACH 'H'
      REPRESENTS
      1
      COUNT(S)

      EACH '-' ABOVE = 500.0000
      L = 500.0000
      U = 5000.0000
  
```

Zr

```

      H
      H
      H H
      H H
      HHH
      H HHH
      HHHHHH
      HHHHHHH H
      H HHHHHHHHHH
      H HHHHHHHHHHH
      L-----U

      EACH 'H'
      REPRESENTS
      1
      COUNT(S)

      EACH '-' ABOVE = 15.0000
      L = 0.
      U = 255.0000
  
```

```

      H
      H
      HH
      HHH H
      HHHHH H
      HHHHHHH H
      L-----U

      EACH 'H'
      REPRESENTS
      1
      COUNT(S)

      EACH '-' ABOVE = 15.0000
      L = 45.0000
      U = 240.0000
  
```

```

      H
      H
      HH
      HHHHHH HH
      L-----U

      EACH 'H'
      REPRESENTS
      1
      COUNT(S)

      EACH '-' ABOVE = 10.0000
      L = 100.0000
      U = 220.0000
  
```

```

      H
      H
      H
      H HHHH
      L-----U

      EACH 'H'
      REPRESENTS
      1
      COUNT(S)

      EACH '-' ABOVE = 15.0000
      L = 15.0000
      U = 150.0000
  
```


	S102	T102	AL203	FE8	MNO	MGO	CAO	NA2O	LK2O	P2O5
S102	1.0000	0.0800	-0.1082	-0.1343	-0.0223	-0.7722**	-0.1390	0.5767**	0.4967**	0.0981
T102	0.0800	1.0000	0.1651	0.3803	0.2015	-0.1278	-0.3561	0.2580	0.0714	0.1253
AL203	-0.1082	0.1651	1.0000	0.4101*	-0.0100	0.1859	-0.7585**	-0.0908	-0.0659	-0.0236
FE8	0.3803	0.4101*	0.0000	1.0000	0.2769	-0.2769	-0.7332**	-0.1376	0.0212	-0.1303
MNO	-0.0223	0.2015	-0.0100	0.2769	1.0000	-0.1570	-0.0985	-0.0761	0.0330	-0.0161
MGO	-0.7722**	-0.1278	0.1859	-0.2247	-0.1570	1.0000	0.2026	-0.1429	-0.5904**	0.0430
CAO	-0.1390	-0.3561	-0.7585**	-0.7332**	-0.0985	0.2026	1.0000	-0.1429	-0.1873	0.0803
NA2O	0.5767**	0.2580	-0.0908	-0.1376	-0.0761	-0.4231*	-0.1429	1.0000	0.5592**	-0.0249
LK2O	0.4967**	0.0714	-0.0659	0.0212	0.0330	-0.5904**	0.1873	0.5592**	1.0000	-0.2130
P2O5	0.0981	0.1253	-0.0236	-0.1303	-0.0161	0.4231*	0.0803	-0.0249	-0.2130	1.0000
H2OP	-0.4241*	0.0029	0.4458*	-0.0575	-0.2017	0.4581**	-0.2206	-0.0963	-0.2422	-0.0136
LC02	-0.3854*	-0.2943	0.3796*	-0.4845**	0.0254	0.2804	0.5793**	-0.0963	-0.2422	-0.0136
LS	-0.0576*	-0.3066	-0.4315*	-0.4507**	-0.1917	0.0984	0.4034*	0.1209	-0.1374	0.1327
GRAPHIT	-0.1986	0.1928	0.5460**	0.7622**	0.1480	-0.0285	-0.6335**	-0.0402	-0.0023	-0.1286
FE0X	-0.0307	0.4467*	0.5422**	0.8689**	0.2937	-0.1697	-0.7045**	-0.1400	-0.0271	-0.2178
LFESUL	-0.0449	-0.2832	-0.4247*	-0.4573**	-0.1766	0.1021	0.4086*	0.1327	-0.1270	0.0251
LC0	-0.2266	-0.1896	-0.2768	0.0193	-0.1674	-0.0697	0.1251	-0.0626	0.1094	-0.1260
LCR	0.2587	0.2017	0.0963	0.2945	0.2287	-0.2482	-0.2103	0.1460	0.1526	-0.2488
LCU	0.1310	-0.2578	-0.3267	-0.4491**	-0.2251	-0.0006	0.3163	0.1421	0.2369	0.0261
NB	0.1661	0.8656**	0.1858	0.2795	-0.1313	-0.1508	-0.3402	0.1073	-0.0521	0.0528
NI	-0.3807*	0.0644	0.3260	0.6906**	0.0037	0.0387	-0.4542**	-0.1506	0.0516	-0.2992
LHB	0.2690	-0.0813	-0.1114	-0.1120	-0.1559	-0.4495**	-0.0009	0.2785	0.7601**	-0.2482
SR	-0.0398	-0.1922	-0.4397*	-0.3861**	-0.1167	0.0134	0.6032**	0.4355*	0.1977	0.0259
V	0.1205	0.9352**	0.0989	0.3653*	0.2755	-0.1806	-0.3333	0.2868	0.1725	0.1747
W	-0.1298	0.3470**	0.3815*	0.3276**	0.3591*	-0.0788	-0.4689**	0.0824	0.1412	0.0517
LZN	-0.3934*	-0.1533	-0.0765	-0.2216	-0.0459	0.3068	0.1725	-0.1895	0.0812	0.1742
ZR	-0.0707	0.3158	0.8182**	0.4218*	-0.0814	0.1039	-0.6802**	0.0187	-0.0749	0.0730
VIND	0.8107**	-0.0631	-0.5713**	-0.3411	-0.0264	-0.6879**	-0.3591*	0.4184*	0.4170*	0.0789
WIND	0.6841**	0.4609	0.3607*	0.4522**	0.1074	-0.7811**	-0.7597**	0.4479**	0.5398**	-0.0622
LI	0.4022*	0.3502	0.1929	0.7988**	0.2384	-0.7506**	-0.6275**	0.1466	0.3558	-0.1038
MI	-0.0281	0.9976**	0.4052*	0.9976**	0.2805	-0.2617	-0.7474**	-0.0790	0.0774	-0.1455
SE	-0.0981	0.3960*	0.4052*	0.9976**	0.2805	-0.2617	-0.7474**	-0.0790	0.0774	-0.1455
MGST	-0.5925*	-0.3139	-0.1719	-0.7939**	-0.2680	0.7599**	0.6163**	-0.1265	-0.3524	0.1116

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 a : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den Mafit (N = 51)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	H2OP	LC02	LS	GRAPHIT	FE0X	LFESUL	LC0	LCR	LCU	NB
SIO2	-0.4241*	-0.3854*	-0.0576	-0.1986	-0.0307	-0.0449	-0.2266	0.2587	0.1310	0.1661
TIO2	0.0029	-0.2943	-0.2066	0.1928	0.4647*	0.2832	-0.1896	0.2017	-0.2578	0.8656**
AL2O3	0.4638*	-0.3796*	-0.4506*	0.4560**	0.5422**	-0.427*	-0.2768	0.0963	-0.3567	0.1858
FE0	-0.0575	-0.4855**	-0.4507**	0.7022**	0.8689**	-0.1673**	0.0193	0.2945	-0.4491**	0.2795
MNO	-0.2017	0.0634	-0.1917	0.1585	0.2917	-0.1766	-0.1674	0.2287	-0.2251	0.1313
MGO	0.4581**	0.4584	0.0984	-0.0585	-0.1497	0.1021	-0.0697	-0.2482	-0.0006	-0.1508
CAO	-0.2206	0.3793**	0.405*	-0.0535**	-0.7045**	0.4086*	0.1251	-0.2103	0.3163	-0.3402
Na2O	-0.0963	-0.3612*	0.406*	-0.0032	-0.1600	0.1327	0.0626	0.1660	0.1421	0.0721
LK2O	-0.2422	0.1327	0.1209	-0.0073	-0.1270	0.1094	0.3591*	0.1526	0.2369	0.0523
P2O5	-0.0136	0.1327	0.1374	-0.2073	0.0351	0.1260	-0.2488	-0.1603	0.0261	0.0528
H2OP	1.0000	0.1354	-0.1623	-0.1083	0.0779	-0.1270	-0.2280	-0.2604	-0.2093	0.1213
LS	0.1534	1.0000	0.1619	-0.3729**	0.0879**	0.1354	0.2434	-0.2367	0.1162	-0.3133
LS	-0.1623	0.1619	1.0000	-0.1800	-0.7738**	0.9899**	0.5656**	-0.2819	0.7298**	-0.2656
GRAPHIT	0.1083	-0.3729**	-0.1800	1.0000	0.1619*	0.1665	0.0697	0.1866	-0.1804	0.1581
FE0X	0.0779	0.0879**	-0.7738**	0.6191**	1.0000	-0.7144*	-0.3897*	0.3295	-0.6193**	0.3774*
LFESUL	-0.1470	0.1354	0.9899**	-0.1465	-0.1693**	1.0000	0.9333**	-0.2623	0.6592**	-0.3329
LC0	-0.2280	0.2434	0.3656**	0.0697	-0.1693**	0.4933**	1.0000	-0.1277	0.5480**	-0.3310
LCR	-0.2664	-0.2367	-0.2819	-0.1866	0.3295*	-0.2623	0.1277	1.0000	-0.2585	0.1282
LCU	-0.2093	0.1162	0.7298**	-0.1804	-0.973**	-0.2329*	0.5480**	0.1282	1.0000	-0.2808
NB	0.1213	-0.3133	-0.4656	0.1551	0.3729**	0.3167	0.3225	0.1559	-0.2628	1.0000
NI	-0.2745	-0.2481	-0.2816	-0.1159	-0.2603*	0.1659	0.4049*	-0.0133	0.1948	-0.0379
SR	-0.0034	0.2884	0.1836	-0.1159	-0.3902**	0.2964	0.0660	-0.0374	0.2016	-0.1488
W	-0.0752	-0.2636	-0.4374	-0.421*	0.3902**	0.2688	0.0863	0.3055	-0.1687	0.7138**
Y	0.0604	-0.2942	-0.1544	0.444*	0.444*	-0.1278	-0.0011	0.3059	-0.2856	0.4125*
LZN	0.1516	0.3402**	-0.4101*	-0.1818	0.4200*	0.3642*	-0.4766**	-0.3538	0.2672	-0.1995
ZR	0.3833*	-0.3915*	-0.3516	-0.4951*	0.5196**	0.3629	-0.2627	-0.1518	-0.2384	0.3762*
VIND	-0.7301**	-0.1072*	-0.2686	-0.3977*	-0.3671*	0.1739	0.0740	0.1739	-0.3560	-0.0397
LI	-0.0696	-0.3274*	-0.3164	-0.3164	-0.3274*	-0.2903	-0.0971	-0.2529	-0.1459	0.3093
MI	-0.3242	-0.2165**	-0.2743	0.5299**	0.6684**	0.3515	0.3736*	-0.3051	-0.4397*	0.2791
SI	-0.0692	-0.3007**	-0.4535	0.7623**	0.8405**	-0.4504*	0.0303	0.3080	-0.4397*	0.2963
MST	0.3261	0.4684**	0.3614*	-0.5080**	-0.6624**	0.3638*	-0.0396	-0.3530	-0.3107	-0.2634

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 a : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den **Mafit** (N = 51)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	MI	LRB	SR	W	Y	LZN	ZR	VIND	LI	MI
SIO2	-0.3807*	-0.2690	-0.0398	-0.1205	-0.1298	-0.3934*	-0.0707	-0.8107**	0.5841**	0.4022*
TIO2	-0.0644	-0.0813	-0.1922	-0.9342**	-0.5670**	-0.1533	-0.3158	-0.5811	0.5609	0.5302
AL2O3	0.3260	-0.1116	-0.4397*	-0.0949	0.3815*	-0.0765	0.8188*	-0.5811	0.5609	0.5302
FE	0.6906**	-0.1120	-0.5861**	-0.3653*	-0.5276**	-0.2214	0.4318*	-0.3413**	0.7829	0.7829
MNO	0.0057	-0.1559	-0.1167	-0.2755	-0.3591*	0.0659	-0.0818	-0.0244	0.4022*	0.7829
MGO	0.0387	-0.4495**	-0.0134	-0.1806	-0.0728	0.3038	-0.1039	-0.6890**	0.1014	0.2386**
CAO	-0.4542**	-0.0009	-0.6032**	-0.3333	-0.0728	0.3038	-0.1039	-0.6890**	0.1014	0.2386**
NA2O	-0.1506	-0.2785	-0.4355*	-0.2868	-0.0824	-0.1755	-0.4802**	-0.3501*	0.4022*	0.7829
LK2O	0.0516	-0.7601**	-0.1977	-0.1725	-0.1412	0.0812	-0.0749	-0.4170*	0.3988**	0.1918
P2O5	-0.2992	-0.0259	-0.0259	-0.1747	0.0517	0.1732	-0.0330	0.0789	-0.622	0.3038
H2OP	0.0710	-0.2745	-0.0034	-0.0752	-0.0604	0.1516	0.3833*	-0.7301**	-0.692	0.3942
LCO2	-0.2481	-0.1486	-0.2884	-0.2636	-0.2942	0.5402**	-0.3911*	-0.1072	-0.5274**	-0.5165**
LS	-0.2816	-0.1836	-0.2838	-0.2574	-0.1544	0.4101*	-0.5516	-0.2689	-0.2963	-0.5165**
GRAPHIT	0.6794**	-0.1129	-0.4211*	-0.1647	0.4143*	-0.1858	0.6651**	-0.3247*	0.5164	0.5299**
FE0X	-0.5013**	-0.2608	-0.5307**	-0.3975*	-0.4445*	-0.4200*	-0.3529	-0.2703	0.3942	0.5299**
LFESUL	-0.3167	-0.1659	-0.2944	-0.2468	-0.1278	0.3642*	-0.2427	-0.2703	0.3942	0.5299**
LCO	0.3325	-0.4049*	-0.0660	-0.0863	-0.0011	0.4766**	-0.2427	-0.2703	0.3942	0.5299**
LCR	0.1559	-0.0133	-0.0574	-0.3055	-0.0591	0.3538	-0.1518	0.1739	-0.0971	0.3136*
LCU	-0.2628	-0.1948	-0.2016	-0.1687	-0.2856	0.2672	-0.2384	0.3560	-0.1459	0.3136*
MM	-0.0046	-0.0379	-0.1488	-0.7138**	-0.4125*	-0.1995	0.3762*	-0.0597	0.3093	0.2091
MI	1.0000	-0.0101	-0.2709	-0.0183	0.3803*	-0.0823	0.2532	-0.4345*	0.1343	0.4246*
LRB	-0.0101	1.0000	0.2242	-0.0208	0.0172	0.2224	-0.1672	0.3190	0.3167	0.1748
SR	-0.2709	0.2242	1.0000	-0.1777	-0.0997	0.0453	-0.4627**	-0.2764	-0.3156	0.4246*
W	0.0783	-0.0208	-0.1777	1.0000	0.4840**	-0.0773	0.1912	-0.0136	0.2771	0.357*
Y	0.3803*	0.0172	-0.0997	0.4840**	1.0000	0.0053	0.2972	-0.2708	0.2740	0.357*
LZN	-0.0823	-0.0453	0.0453	-0.0773	0.0053	1.0000	0.1208	-0.2371	-0.3602*	0.357*
ZR	0.2532	-0.1472	-0.4627**	0.1912	0.2972	-0.1208	1.0000	-0.4741**	0.3517	0.2380
VIND	-0.4345*	0.3190	0.2764	-0.0136	-0.2708	0.2371	-0.4741**	1.0000	0.2657	0.2051
LI	0.1343	0.3167	-0.3156	0.2771	0.2740	-0.3174	0.5517	0.2657	1.0000	0.7816**
MI	0.4246*	0.1748	-0.4345*	0.3457	0.3957*	-0.3602*	0.2380	0.2051	0.7816**	1.0000
SI	0.6883**	-0.0666	-0.5623**	-0.3861*	-0.5379**	-0.2242	0.4188*	-0.3138	-0.4894**	0.8183**
MGST	-0.4179*	-0.1932	0.4312*	-0.3301	-0.3914**	0.3525	-0.2128	-0.2027	-0.7815**	-0.9969**

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE -01 ** - SIGNIF. LE -001

Tabelle A 3 a : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den **Mafit** (N = 51)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	SI	MGST	
\$102	-0.0981	-0.1925*	
\$102	0.3960*	-0.1132	
AL2O3	0.4052*	-0.1719	
Fe	0.9977**	-0.7939**	
MnO	0.2805	-0.2680	
MgO	-0.2817	0.5990**	
CaO	-0.7674**	0.6163**	
Na2O	-0.0700	-0.1265	
K2O	-0.0776	-0.1526	
P2O5	-0.1475	0.1116	
H2OP	-0.0652	0.1281	
LiO2	-0.5007**	0.4864**	
LS	-0.4433*	0.4814**	
GRAPHIT	0.7623*	-0.5080**	
FeOx	0.8603**	-0.6624**	
LFESUL	-0.4504**	0.3658*	
LiO	0.0303	-0.0376	
LiR	0.3080	-0.3109	
LiU	-0.4597*	0.2109	
NB	0.2963	-0.2036	
NI	0.6863**	-0.179*	
LRB	-0.0666	-0.1952	
SR	-0.3623**	0.4312*	
V	0.3661*	-0.3301*	
F	0.3579**	-0.3294*	
LZN	-0.2242	0.3525	
ZR	0.4188*	-0.2128	
VIND	-0.3138	-0.5027	
LI	0.4694**	-0.7815**	
MI	0.8183**	-0.9949**	
SI	1.0000	-0.8128**	
MGST	-0.8128**	1.0000	

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 a : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den **Mafit** (N = 51)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	LS102	TI02	AL203	FE3	MNO	MGO	CAO	MA2O	LR2O	P2O5
LS102	1.0000	-0.1630	-0.5472**	-0.6468**	-0.0005	-0.7587**	0.4691*	0.5280**	0.4622*	0.1316
TI02	-0.1630	1.0000	0.1475	0.2014	0.1439	0.0418	-0.0721	-0.1513	-0.0060	0.0818
AL203	-0.5472**	0.1475	1.0000	0.2594	-0.1061	0.4729*	-0.6975**	-0.3312	-0.1532	-0.2026
FE3	-0.6468**	0.2014	0.2594	1.0000	0.3314	0.1665	-0.6589**	-0.4559*	-0.2499	-0.1962
MNO	-0.0005	0.1439	-0.1061	0.3314	1.0000	-0.2010	-0.1200	-0.1052	0.1103	-0.0604
MGO	-0.7587**	0.0418	0.4729*	0.1665	-0.2010	1.0000	-0.1800	-0.3209	-0.5389**	-0.0607
CAO	0.4691*	-0.0721	-0.6975**	-0.6589**	-0.1200	-0.1800	1.0000	0.1878	-0.0451	0.2845
MA2O	0.5280**	-0.1513	-0.3312	-0.4559*	-0.1052	-0.3209	0.1878	1.0000	0.5674**	-0.0225
LR2O	0.4622*	0.1316	0.1532	-0.2499	0.1103	-0.0607	-0.0451	0.5674**	1.0000	-0.1637
P2O5	0.1316	0.0818	-0.2026	-0.1962	-0.0604	-0.0607	-0.2845	-0.0225	-0.1637	1.0000
LS	0.1010	-0.1509	-0.2613	-0.4532*	-0.1255	0.0797	0.5938*	0.2488	0.1543	0.0193
CR	-0.1464	-0.0232	-0.0221	-0.0266	-0.1092	-0.0002	-0.0250	0.0715	0.4592*	-0.0487
LCR	0.9859	0.1935	0.0251	0.1289	0.1897	-0.0157	-0.0662	0.0201	0.0249	-0.1345
LCU	0.9564	0.1874	-0.0329	0.1211	-0.0992	0.5777	0.2355	0.2703	0.1598	0.0082
NI	-0.1000	0.8441**	0.0950	-0.0817	0.0914	0.0417	-0.0074	-0.1875	-0.1203	0.0082
NR	-0.6438**	0.0051	-0.6600	-0.6853**	0.0214	-0.3307	-0.3864**	-0.2657	-0.0718	-0.3128
LRB	0.3493	-0.0201	-0.3937	-0.4335	-0.2661	-0.4990**	-0.1135	0.3079	0.6181**	-0.1721
SR	0.3322	0.0248	-0.2943	0.3666*	-0.1222	-0.2401	0.3949*	0.7403**	0.4073*	0.1006
V	-0.0948	0.9207**	0.2068	0.1856	0.2313	-0.1177	-0.3949*	0.1835	0.1098	0.1704
Y	-0.4295*	0.4530*	-0.2467	0.3838	0.3657	0.1645	-0.2914	-0.0557	0.0537	0.0074
LZN	-0.2938	0.0269	0.2109	-0.0767	0.1338	0.2668	-0.0715	-0.1082	0.1201	0.2818
ZR	-0.4809*	0.0578	0.7414**	0.2265	-0.2056	0.4008*	-0.5464**	-0.1829	-0.1761	-0.1547

** - SIGNIF. LE .01

** - SIGNIF. E .001

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 b : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den Mafit, intrusive und

extrusive Fazies (MIF, MEF) (N = 42)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	LS	C0	LCR	LCU	NB	NI	LRB	SR	V	Y
LS102	0.1010	-0.1464	0.0839	0.2554	-0.1000	-0.6438**	0.3493	0.3322	-0.0948	-0.4295*
T102	-0.1509	0.0232	0.0535	-0.1874	0.8441**	0.0051	-0.0201	0.0248	-0.9207**	0.4530*
AL203	-0.2613	-0.0221	-0.0325	-0.3289	-0.0950	0.4600*	-0.0137	-0.2943	-0.2068	0.2467
FE6	-0.4452*	-0.0266	0.1889	-0.4421*	0.0617	0.6853**	-0.1635	-0.4366*	-0.1856	0.3838
MnO	-0.1255	-0.1092	0.1897	-0.1790	0.0914	0.0245	-0.2661	-0.1222	0.2131	0.3657
MgO	0.0797	-0.0002	-0.0157	-0.0992	-0.0417	0.3357	-0.4990**	-0.2401	-0.0117	0.1645
CaO	0.5938*	-0.0250	-0.0662	0.3777	-0.0074	-0.5864**	-0.1135	0.3949*	-0.0751	-0.5914
Na2O	0.2488	0.0715	0.0201	0.2355	0.1875	-0.2657	0.3079	0.7403**	-0.0537	-0.0657
K2O	0.1523	0.4592*	0.0249	0.2703	-0.1203	-0.0718	0.8181**	0.4073*	0.1098	0.0537
P2O5	0.0193	-0.0487	-0.1345	0.1598	-0.0082	-0.3128	-0.1721	0.1006	0.1704	0.0074
LS	1.0000	0.4731*	-0.3125	0.7433**	-0.1440	-0.3537	0.1045	0.2255	-0.1102	-0.0079
C0	-0.6731*	1.0000	-0.2010	0.5958**	-0.2320	0.2114	0.3982*	0.0503	0.0969	0.0575
LCR	-0.3125	-0.2010	1.0000	-0.2034	0.0395	0.1063	-0.0236	-0.0446	0.1597	-0.1172
LCU	0.7433**	0.5958**	-0.2034	1.0000	-0.0851	-0.2256	0.0993	0.1602	-0.0826	-0.2030
NI	-0.1440	-0.2320	0.0395	-0.2714	1.0000	0.0051	0.0043	0.1028	0.6566**	0.2740
NB	-0.1537	0.2114	-0.1063	-0.2258	-0.0851	1.0000	-0.0644	-0.1754	-0.0573	0.3320
LRB	0.1045	0.3982*	-0.0236	0.0993	0.0043	-0.0644	1.0000	0.2300	0.0282	0.0851
SR	0.2255	-0.0503	-0.0446	0.1602	0.1028	-0.1754	0.2300	1.0000	0.0083	0.1571
V	-0.1102	0.0969	0.1597	-0.0826	0.6566**	-0.0573	0.0282	0.0083	1.0000	0.3834
Y	-0.0079	0.0575	-0.1172	-0.2030	0.2740	0.3320	0.0851	0.1571	0.3834	1.0000
ZN	0.2778	0.4798*	-0.3544	0.2037	-0.0526	-0.0689	0.2030	-0.0940	0.1136	0.1765
Zr	-0.1159	0.0452	-0.3540	-0.1732	0.1418	0.3058	-0.0444	-0.2621	-0.0771	0.0674

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 b : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den Mafit, intrusive und

extrusive Fazies (MIF, MEF) (N = 42)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H₂O⁺ auf 100 % normiert

	LZN	ZR	
LS102	-0.2938	-0.4809*	
T1023	0.0269	0.0378	
AL203	0.2109	0.7414**	
FeO	-0.0767	0.2265	
MgO	0.3336	-0.2036	
MnO	0.2436	0.4668	
CaO	-0.0715	-0.5008*	
Na2O	-0.1082	-0.1859	
K2O	0.1202	-0.1751	
P2O5	0.2818	-0.1567	
LS	0.2778	-0.1159	
CO	0.4798*	0.0432	
LCR	-0.3540	-0.3540	
LCU	0.2037	-0.1732	
Nb	-0.0526	0.1438	
NI	-0.0689	0.3058	
LRB	0.2030	-0.0444	
SR	-0.0940	-0.2421	
V	0.1136	-0.0771	
Y	0.1765	0.0674	
LZN	1.0000	0.1684	
ZR	0.1684	1.0000	

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 b : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den Mafit, intrusive und
extrusive Fazies (MIF, MEF) (N = 42)
L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	SI02	TI02	AL203	FE6	MNO	MG0	CA0	MA20	K20	P205
SI02	1.0000	-0.1424	-0.5614*	-0.7361**	-0.0918	-0.7927**	0.7281**	0.4412	0.5294*	0.2783
TI02	-0.1424	1.0000	-0.2307	0.1897	0.2157	-0.0845	0.0847	0.3145	0.0500	0.1201
AL203	-0.5614*	-0.2307	1.0000	-0.1428	-0.0741	0.3367**	-0.7586**	-0.4577	-0.3973	-0.1568
FE6	-0.7361**	0.1897	-0.1428	1.0000	0.5820*	0.3110	-0.6183**	-0.2464	-0.2363	-0.2598
MNO	-0.0918	-0.2157	0.0741	0.5820*	1.0000	-0.2579	-0.3254	-0.0316	0.1137	0.0266
MG0	-0.7927**	0.0845	0.6367**	0.3110	-0.2579	1.0000	-0.5914*	-0.3394	-0.5950*	-0.2370
CA0	0.7281**	0.0847	-0.7586**	-0.6183**	0.3254	-0.5914*	1.0000	0.3696	0.5881	0.2071
K20	0.4412	0.3145	-0.4577	-0.2464	0.3110	-0.3394	0.3696	1.0000	0.5444*	0.0154
P205	-0.2783	0.1201	-0.1568	-0.2598	0.2157	-0.0845	0.3581	0.5444*	1.0000	-0.0705
KRISTH2O	-0.6365**	-0.0416	0.6037*	0.1611	-0.2313	-0.5743*	-0.5721*	-0.3404	-0.5077*	-0.0884
CO2H2O	0.0715	0.0838	-0.1101	-0.3583	0.2015	-0.0719	0.2671	-0.2572	-0.1128	0.3522
SCHWEFEL	0.0715	-0.0838	-0.1101	-0.3583	0.2015	-0.0719	0.2671	-0.2572	-0.1128	0.3522
GRAPHIT	-0.7061**	-0.0471	0.2303	0.8214**	0.3518	0.0666	-0.5643*	-0.3644	-0.2132	-0.4326
FE04	-0.7234**	0.1856	0.2652	0.9164**	0.5774*	0.3491	-0.6529**	-0.2521	-0.3694	-0.1218
FE08	0.2120	-0.0525	-0.3505	-0.1235	0.1813	-0.1972	0.2902	0.0956	0.4080	-0.2562
FE08L	0.0729	-0.0649	-0.3157	0.0677	-0.0712	-0.1919	0.2083	-0.1482	0.2888	-0.1269
Li0	0.0728	-0.1836	-0.0465	0.0727	0.1348	0.1424	0.0996	-0.1025	-0.1726	-0.0716
LiR	0.0728	-0.1836	-0.0465	0.0727	0.1348	0.1424	0.0996	-0.1025	-0.1726	-0.0716
Li0	-0.2100	0.8288**	-0.6122*	-0.4686	-0.1558	-0.5656*	-0.6033*	0.1905	0.4825	0.2012
Nb	-0.7109**	-0.1609	-0.0737	0.1507	0.1851	0.0239	0.0487	0.0297	-0.2229	0.0007
Ni	-0.5988**	-0.0462	0.4163	0.1631	0.1631	0.4955	-0.4886	-0.1367	-0.1567	-0.3920
NiR	-0.5988**	-0.0462	0.4163	0.1631	0.1631	0.4955	-0.4886	-0.1367	-0.1567	-0.3920
LaR	0.2996	-0.1803	-0.0295	-0.0006	0.4181	-0.5372*	0.0185	-0.1361	0.6228**	0.1056
Sr	0.5343	0.1948	-0.3523	-0.1336	-0.1426	-0.3363	0.4480	0.5185*	0.3443	0.1209
Y	-0.0151	0.8930**	-0.3348	0.1707	0.3218	-0.1767	0.1015	0.3981	0.1467	0.3004
Y	-0.4621	0.8242**	0.1426	0.5604*	0.4742	0.1067	-0.3656	-0.4077	0.0966	0.0442
LiZn	-0.3606	0.0985	0.2456	0.1761	0.0936	0.2699	-0.6227**	-0.2549	-0.2793	0.4440
Zn	-0.2558	-0.0176	0.7655**	0.1349	-0.1089	0.4359	-0.6227**	-0.2549	-0.2793	0.4440
VIND	0.9343**	-0.0344	-0.7293**	-0.5813*	-0.0322	-0.8131*	0.8409**	0.4341	0.5609*	0.2160
Li1	0.5885*	-0.0745	-0.1820	-0.2168	0.3537	-0.7972**	0.0727	0.1713	0.4571	0.1913
M1	0.1770	0.1736	-0.4640	0.4540	0.6376**	-0.6965**	0.1073	0.0746	0.3602	-0.0393
M1	0.1770	0.1736	-0.4640	0.4540	0.6376**	-0.6965**	0.1073	0.0746	0.3602	-0.0393
SI	-0.7194**	-0.2054	0.1202	0.9988**	0.5896*	0.2922	-0.6056*	-0.2011	-0.2022	-0.2634
MGST	-0.1756	-0.1702	0.4559	-0.4552	-0.6528**	0.6949**	-0.0937	-0.0587	-0.3543	0.0343

(.99-.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 c : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den Mafit, intrusive Fazies

(MIF) (N = 25)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	KRISTH2O	CO2CARB	SCHWEFEL	GRAPHIT	FE0X	FESUL	LCO	LCR	LCU	NB
SIO2	-0.6345**	0.0715	0.2420	-0.7041**	-0.7234**	0.2120	-0.0729	0.0128	0.7109**	-0.2100
TIO2	-0.0414	0.0838	-0.0577	0.0471	0.1856	-0.0325	-0.0469	-0.1836	0.7109**	-0.8288**
AL2O3	0.6037*	-0.1101	-0.3755	0.2303	0.2652	-0.1325	-0.3137	-0.0465	-0.6122*	-0.0737
FE0	0.1611	-0.3583	-0.1438	0.3518**	0.0146**	-0.1325	-0.0917	0.0727	-0.4686	0.1507
MNO	-0.2313	-0.2915	-0.1789	0.3518	0.5724*	-0.1813	-0.0917	0.1348	-0.1558	0.1851
MGO	0.2743*	-0.0719	-0.2228	0.4066	0.3491	-0.1972	-0.1916	0.1424	-0.5656*	0.0239
CAO	-0.5721*	0.2671	0.3140	-0.5643*	-0.6529**	0.2902	0.2083	-0.0996	0.6033*	0.0487
NA2O	-0.3404	-0.2572	0.0974	-0.3644	-0.2521	0.0956	-0.0962	-0.1025	0.1905	0.0297
K2O	-0.5077*	-0.1128	0.6167	-0.2432	-0.5694	0.4080	-0.2882	-0.0726	-0.4825	-0.2229
P2O5	-0.0884	0.3522	-0.2071	-0.4326	0.1218	-0.2562	-0.1269	0.0726	0.2012	0.0007
KRISTH2O	1.0000	0.2611	-0.4861	-0.2488	0.3279	-0.4467	-0.4331	-0.2551	-0.6668**	0.1104
CO2CARB	0.0611	1.0000	0.0129	-0.4084	-0.3084	-0.0052	0.1941	-0.1912	0.9309	0.1472
SCHWEFEL	-0.4861	0.0129	1.0000	-0.1659	-0.5272*	0.9978*	-0.8414**	-0.1472	-0.3097	-0.4092
GRAPHIT	0.2488	-0.4084	-0.1659	1.0000	0.7693**	-0.1425	-0.0156	0.0950	-0.5977*	0.0225
FE0X	0.3279	-0.3084	-0.5272*	0.7693**	1.0000	-0.5104*	-0.2768	0.1211	-0.8971*	0.4090
FESUL	-0.4667	-0.0052	0.9978**	-0.1425	-0.5104*	1.0000	-0.8317**	-0.1641	-0.7017**	-0.2582
LCO	-0.4331	0.1941	0.8414**	-0.0156	-0.2768	0.8317**	1.0000	-0.0165	0.5535	-0.2582
LCR	-0.2554	-0.1912	-0.1479	0.0950	0.1211	-0.1441	-0.0156	1.0000	-0.0484	-0.1870
LCU	-0.6868**	0.0309	0.7349**	-0.3977	-0.6891**	0.7017**	-0.5535	-0.0484	1.0000	-0.2750
NB	0.1104	0.1472	-0.2092	0.0225	-0.2090	-0.1942	-0.2586	-0.1870	-0.2750	1.0000
NI	0.2825	-0.3413	-0.3099	0.7310**	0.6373**	-0.2889	-0.1514	0.1931	-0.5074*	0.0015
LRB	-0.3348	0.0480	0.2414	0.0055	-0.0950	0.2341	0.3035	-0.1512	0.2998	-0.1412
SR	-0.1815	-0.0116	-0.0409	-0.1744	-0.0942	-0.0551	-0.0035	-0.1512	0.0157	0.0011
V	-0.1619	0.0781	-0.0229	-0.1248	0.1599	-0.0298	0.0395	-0.0463	-0.0613	0.5556*
Y	0.1213	-0.1031	-0.1652	0.3007	0.5526*	-0.1660	0.0282	-0.1872	-0.4075	0.1776
LZN	0.2538	0.3339	0.0723	-0.0132	0.1327	0.0495	0.1899	-0.3150	-0.0913	0.0411
ZR	-0.4908	-0.0142	-0.2139	0.1848	0.1897	-0.1806	-0.2513	-0.4087	-0.4962	0.1958
VINO	-0.8150**	0.0217	0.4126	-0.5755*	-0.6584**	0.3833	0.2891	-0.0923	0.7959**	-0.1450
LI	-0.1609	0.0221	-0.0353	-0.2817	-0.1662	-0.0538	-0.0564	-0.2858	-0.2880	-0.1292
MI	-0.4087	-0.1897	0.1129	0.2537	0.3503	0.1070	0.2597	-0.0621	0.1491	0.0774
SI	-0.1418	-0.3748	-0.1354	0.8132**	0.9120**	-0.1150	0.0670	0.0669	-0.4594	0.1504
M6ST	0.4030	0.1810	-0.1089	-0.2513	-0.3530	-0.1029	-0.2603	0.0559	-0.1670	-0.0795

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 c : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den Mafit, intrusive Fazies

(MIF) (N = 25)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	NI	LRB	SR	V	Y	LZN	ZR	VIND	LI	MI
\$102	-0.6598**	0.2996	0.2363	-0.0151	-0.4671	-0.4558	-0.4558	-0.9343**	-0.5885*	0.1770
\$105	-0.1803	0.1948	0.0910**	0.8930**	0.6247**	0.0985	0.0176	-0.0344	-0.0745	0.1736
\$106	-0.0462	0.1426	0.3523	-0.3348	0.1426	0.1426	0.7655**	-0.7293**	-0.1820	-0.4660
AL2O3	-0.0295	-0.0206	-0.1336	0.1707	0.5604*	0.2761	0.1349	-0.5815*	-0.2168	0.4540
FeO	0.6010*	0.1426	-0.1426	0.3218	0.4742	0.0936	-0.1089	-0.0522	0.3537	-0.6376**
MnO	0.1831	0.1181	-0.1267	0.1767	0.1067	0.2699	0.4559	-0.8131**	-0.7972**	0.1073
MgO	0.4955	-0.5372*	-0.3363	-0.3218	0.1067	0.2699	-0.6227**	0.8409**	0.0727	0.1073
CaO	-0.4886	0.0185	0.6480	0.1015	0.3656	-0.2918	-0.2529	0.4341	0.1713	0.0746
K2O	-0.2360	-0.3361	0.5185*	0.3981	0.0562	0.4077	-0.2572	0.5609*	0.4571	0.3602
K2O5	-0.1567	0.3243	0.3643	0.1667	0.0496	0.2793	-0.2212	0.2160	0.1913	-0.0393
CO2CaO	-0.3920	-0.1056	0.1209	0.3004	0.0432	0.4440	-0.4908	0.8150**	0.1609	-0.4087
K2SiH2O	-0.2825	-0.3348	-0.1815	0.1619	0.1213	0.2538	-0.0142	0.0217	-0.0221	-0.1897
CO2MgO	-0.1413	0.0480	-0.0116	0.0781	-0.1031	0.3359	-0.2139	0.4126	-0.0353	0.1159
GRAPHIT	0.7310**	-0.0409	-0.1744	-0.1248	0.3007	-0.0132	0.1848	-0.5755*	-0.2817	0.2537
SCHWEL	0.0309	0.2414	-0.1744	-0.1248	0.3007	-0.0132	0.1848	-0.5755*	-0.2817	0.2537
FEOL	0.6373**	0.0055	-0.0942	0.1599	0.5326*	0.1527	-0.1806	0.5833	-0.0358	0.1070
FEOL	-0.2889	0.2341	-0.0535	-0.0298	0.1660	0.0495	-0.1806	0.5833	-0.0358	0.1070
LEO	-0.1314	0.3035	-0.0015	0.0395	0.0282	0.1899	-0.2513	0.2891	-0.0564	0.2597
LER	0.1931	-0.1512	-0.0657	0.0463	-0.1872	-0.3150	-0.4087	0.0923	-0.2858	-0.0621
LEU	-0.5024*	0.2998	0.0157	-0.0613	-0.4075	-0.0913	-0.4962	-0.7959**	-0.2880	0.1691
NG	0.0015	-0.1416	0.0011	0.5556*	0.4176	0.0411	0.1958	-0.1450	-0.1292	0.0774
NI	1.0000	-0.0244	0.0371	-0.1935	0.4550	-0.1408	0.1854	-0.5701*	-0.3876	0.0318
LRB	-0.0261	-0.0661	1.0000	-0.1821	0.3365	-0.0630	0.0482	0.2988	0.5943*	0.5254*
SR	0.0371	-0.0661	1.0000	0.2178	0.3270	-0.3451	-0.3550	0.3223	0.0790	0.2287
Y	-0.0215	-0.1821	0.2178	1.0000	0.5727*	0.1522	0.1866	0.0759	0.0241	0.2161
Zr	-0.1608	0.1821	0.2178	0.1522	1.0000	0.2644	0.1866	-0.3620	-0.1795	-0.1592
LZN	0.1530	-0.0630	-0.3451	0.1522	0.2644	1.0000	0.1866	1.0000	-0.0685	-0.3002
Zr	0.1854	0.0482	-0.3550	-0.1868	0.0944	0.1866	1.0000	0.5855*	0.4323	0.3230
VIND	-0.1950	0.2988	0.3223	0.0759	-0.3688	-0.3620	-0.5855*	1.0000	0.4323	0.3230
LI	-0.3876	0.5943*	0.0790	-0.0241	-0.0565	-0.1795	-0.0685	0.4323	1.0000	0.5638*
MI	0.0318	0.5254*	0.2287	0.2161	0.2979	-0.1592	-0.3002	0.4323	0.5638*	1.0000
SI	0.5965*	0.0033	-0.1092	0.1910	0.5703*	0.1577	0.1242	-0.5625*	-0.2057	0.4681
MGST	-0.0235	-0.5385*	-0.2134	-0.2159	-0.2972	0.1534	0.2974	-0.3164	-0.5741*	-0.9991**

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 c : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den Mafit, intrusive Fazies

(MIF) (N = 25)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H₂O⁺ auf 100 % normiert

	SI	MGST		
SI02	-0.7194**	-0.1756		
TI02	0.2054	-0.1702		
AL2O3	0.1202	0.4559		
FE	0.9988**	-0.4552		
MNO	0.5896*	-0.6528**		
MGO	0.2922	0.6949**		
CAO	-0.6056*	-0.0937		
NA2O	-0.2011	-0.0587		
K2O	-0.2022	-0.3543		
P2O5	-0.2634	0.0343		
KRISTH2O	0.1418	0.4030		
CO2CARB	-0.3748	0.1810		
SCHWEFEL	-0.1354	0.1089		
GRAPHIT	0.8132**	-0.2513		
FE0X	0.9120**	-0.3530		
FESUL	-0.1150	-0.1029		
LiO	0.0670	-0.2603		
LCR	0.0669	0.0539		
LiCl	-0.4394	-0.1670		
Mg	0.504	-0.0792		
MgO	0.5863*	-0.0235		
LiRB	-0.0035	-0.3363*		
SR	-0.1092	-0.2134		
V	0.1910	-0.5972		
Y	0.5704	-0.5972		
LZN	0.1573	0.1516		
ZR	0.1226	0.2974		
VTND	-0.5625*	-0.3164		
LI	-0.2057	-0.5761*		
MI	0.6681	-0.9991**		
SI	1.0000	-0.4685		
MGST	-0.4685	1.0000		
	* - SIGNIF. LE .01	** - SIGNIF. LE .001	(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)	

Tabelle A 3 c : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den Mafit, intrusive Fazies
(MIF) (N = 25)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

Tabelle A 3 d : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den Mafit, extrusive Fazies

(MEF) (N = 17)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
SiO2	1.0000									
TiO2	-0.1084	1.0000								
Al2O3	-0.1084	-0.0774	1.0000							
FeO	-0.2042	0.2040	0.4601	1.0000						
MnO	-0.2042	0.2040	0.4601	1.0000	1.0000					
MgO	-0.2042	0.2040	0.4601	1.0000	1.0000	1.0000				
CaO	-0.1890	-0.2419	0.6849	0.3754	0.3754	0.3754	1.0000			
Na2O	-0.6849	-0.6176	0.3754	0.3754	0.3754	0.3754	0.3754	1.0000		
K2O	-0.6597	-0.6176	0.3754	0.3754	0.3754	0.3754	0.3754	0.3754	1.0000	
P2O5	-0.2579	-0.0329	-0.2154	-0.3557	0.1208	0.3557	0.1908	0.5213	0.5213	1.0000
KRISTH2O	-0.2225	0.0399	-0.3587	-0.1069	0.3587	0.0399	0.5159	0.5213	0.5213	1.0000
CO2CARB	-0.0647	0.1803	0.4444	-0.0185	0.3260	0.4896	-0.3186	0.2965	-0.0803	-0.2231
SCHWEFEL	-0.0030	-0.1220	-0.3489	-0.0543	-0.1783	0.1212	0.4164	-0.3574	0.0216	0.0454
GRAPHIT	-0.6521	-0.0972	0.4813	0.6669	0.4646	0.2587	-0.4892	-0.1841	-0.3638	0.0628
FeOx	-0.3677	0.2925	0.3745	0.9158	0.4508	0.0759	-0.5987	-0.5383	-0.4047	-0.1451
FESUL	-0.0092	-0.3328	-0.1764	-0.5884	-0.1684	0.1295	0.3319	0.3084	0.3683	0.3179
CO	-0.3015	-0.1837	0.1449	-0.0630	-0.3834	0.0688	-0.1493	0.0527	0.2885	0.1816
CR	-0.2459	-0.4278	-0.1174	0.2000	0.2420	-0.4316	-0.2987	0.1784	0.1806	-0.2801
CU	-0.1021	-0.2473	-0.0116	-0.4211	0.2276	0.1459	0.1024	0.2292	0.3659	0.0071
MB	0.1922	0.8656	-0.2035	-0.0604	-0.2126	0.0320	-0.0537	0.3200	0.0662	0.0602
NI	-0.5944	0.0004	0.5450	0.7737	0.3342	0.0842	-0.6997	-0.3427	-0.2407	-0.6693
LRB	-0.6101	-0.0586	-0.1198	-0.3199	-0.0262	-0.7087	-0.1777	0.4618	0.9376	0.1261
SR	-0.5523	-0.2047	-0.3184	-0.6931	-0.2088	-0.1989	0.3786	0.8612	0.3787	0.1261
V	-0.1112	0.1255	0.1255	0.1864	-0.0968	0.1356	-0.2443	-0.0267	0.0405	-0.0351
Y	-0.3230	0.1027	0.4161	0.1737	0.0064	0.2005	-0.1864	-0.2502	-0.0455	-0.0455
ZN	-0.0441	-0.3396	0.0060	-0.5117	-0.0316	0.1814	0.3081	0.0506	-0.1962	-0.0937
ZR	-0.5742	0.1141	0.6686	0.4038	-0.5913	0.3193	-0.4640	-0.1665	0.1237	0.1237
VIND	-0.8541	-0.2416	-0.7250	-0.7567	-0.2638	-0.3868	-0.5941	0.3403	-0.3608	-0.3608
LI	0.5275	0.1974	0.1974	0.1443	-0.0001	-0.9142	-0.6566	0.3959	0.7238	0.7238
MI	-0.0634	0.0385	0.2764	0.7917	0.1047	-0.6104	-0.7368	-0.3029	0.1502	-0.3270
SI	-0.5332	0.2119	0.4535	0.9962	-0.0654	-0.0871	-0.7400	-0.5609	-0.2826	-0.1459
MGST	0.0330	-0.0435	-0.2678	-0.7725	-0.1406	0.6325	0.7244	0.3073	-0.1537	0.3528

* - SIGNIF., LE .01 ** - SIGNIF., LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

	KRISTH2O	CO2CARB	SCHWEFEL	GRAPHIT	FEOK	FESUL	CO	CR	CU	NH
SIO2	-0.2225	-0.0467	-0.0030	-0.6521*	-0.3677	0.0092	-0.3015	0.2459	-0.1922	
TIO2	0.1803	-0.1220	-0.0972	-0.0972	0.5925	0.0328	-0.1837	0.4278	-0.2421	0.8556**
AL2O3	-0.4444	-0.3489	-0.1602	0.4813	0.3745	-0.1764	0.1449	-0.1174	-0.2035	
FE	-0.0185	-0.0543	-0.5813	0.4669	0.3158**	0.0000	-0.0630	0.2000	-0.0216	-0.0604
MGO	-0.3260	0.7313**	-0.1783	-0.4646	0.0508	0.1684	-0.3834	0.2420	-0.2276	0.0126
NH4O	0.0906	-0.1212	0.1319	0.2587	-0.0759	0.1295	0.0688	-0.4316	0.1429	-0.0300
CAO	0.3186	0.4166	0.3215	-0.4892	-0.5987	0.3119	-0.1493	-0.2987	0.1024	-0.0637
Na2O	0.2965	-0.3574	0.2992	-0.1841	-0.5383	0.3084	0.0527	0.1784	0.2292	0.3200
K2O	-0.0803	-0.0216	0.3658	-0.2039	-0.4047	0.3683	0.2885	0.1806	0.3659	0.0268
P2O5	-0.2251	0.0414	0.1494	-0.0628	-0.1451	0.1579	0.0416	-0.2800	0.0071	0.0602
KRISTH2O	-0.0000	-0.2821	0.0581	0.2489	0.0340	0.0452	0.1746	0.3659	0.2168	0.2411
CO2CARB	-0.2821	1.0000	-0.1562	-0.5726	0.0429	0.1546	-0.2855	0.0760	-0.2135	-0.0888
SCHWEFEL	0.0581	-0.1562	1.0000	0.3139	-0.9585**	0.9987**	0.7281**	-0.4492	0.8855**	-0.3596
GRAPHIT	0.2489	-0.5726	0.3139	1.0000	0.1407	0.3030	0.6216**	-0.2488	0.3832	-0.3347
FEOK	-0.0340	0.0429	-0.9585**	0.1407	1.0000	0.8636**	-0.3872	0.3435	-0.6931*	0.1345
FESUL	0.0452	-0.1346	0.9987**	0.3030	-0.8636**	1.0000	0.7005*	-0.4405	0.8667**	-0.3468
CO	0.1746	-0.2855	0.7281**	0.6216**	-0.3872	0.7005*	1.0000	-0.3302	0.8397**	-0.3910
CR	0.3459	-0.0760	-0.4492	-0.2488	0.3435	0.4405	-0.3302	1.0000	-0.3671	0.4425
CU	0.2166	-0.2135	0.8855**	0.3832	-0.6931*	0.8667**	0.8397**	0.3671	1.0000	-0.3508
NH	0.2411	-0.0888	-0.3596	-0.3347	0.1345	0.3468	-0.3910	0.4425	-0.3508	1.0000
NI	-0.1884	-0.3744	-0.2183	0.7493**	0.6029	-0.2424	0.4040	-0.0218	0.0201	-0.2589
SR	-0.1893	0.0393	0.3330	-0.2005	-0.3649	0.3331	0.3105	0.0325	0.2877	0.0248
Y	0.5304	-0.1123	0.5990	-0.2994	-0.5849	0.3075	-0.0078	0.0370	0.1716	0.1829
Y	0.0657	-0.1273	-0.2240	-0.0198	0.2260	-0.2209	-0.0727	0.4890	-0.1108	0.8015**
LZN	0.0329	-0.0727	0.0449	0.1912	0.0772	0.0626	0.0489	-0.0706	-0.0687	-0.0342
TR	-0.0329	0.0727	0.0449	-0.1768	-0.0779*	0.7224*	0.0638*	-0.5645	0.7494**	-0.4097
VIND	-0.0881	-0.1459	0.0631	-0.5037	0.5952	-0.0873	0.3119	-0.2038	0.1794	-0.0013
LI	0.0621	0.1313	-0.2911	-0.6203*	0.1573	0.3072	-0.1570	-0.0538	0.0823	0.0197
MI	-0.0919	-0.0571	-0.0571	0.1766**	0.1573	-0.3113	0.0434	0.4451	-0.0506	0.0414
SI	-0.0075	-0.0764	-0.0028	0.1827	0.1476**	-0.5113	-0.0976	0.4275	-0.4079	-0.0733
MGST	0.1183	-0.1027	0.5141	-0.4687	0.5090**	-0.5194	0.0434	0.2322	-0.4079	0.0424
				-0.1183	-0.7580**	0.5160	0.1088	-0.4270	0.4142	0.0861

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 d : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den Mafit, extrusive Fazies
(MEF) (N = 17)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H₂O⁺ auf 100 % normiert

	NI	LRB	SR	V	Y	LZN	ZR	VIND	LI	MI
SI02	-0.5944	0.6101*	0.5523	-0.1112	-0.4230	-0.0441	-0.5742	0.8541**	0.5275	-0.0634
TIO2	0.0004	-0.0586	-0.2047	-0.9589**	0.1027	0.3396	0.1141	-0.2416	-0.0332	-0.0385
AL2O3	0.5450	-0.1198	-0.3184	-0.1255	0.4161	0.0060	0.6686*	-0.7250**	0.1974	0.2646
FE6	0.6931*	-0.3199	-0.6931*	-0.1864	0.1737	-0.5117	0.4038	-0.7567**	0.1443	0.7917**
MNO	-0.3342	0.0262	-0.2088	-0.0968	0.0064	-0.0316	-0.5913	0.2638	-0.0001	0.1047
MGO	0.0842	-0.7087*	-0.1356	-0.1356	0.2005	0.1814	0.3193	-0.3868	-0.9142**	-0.6104*
CAO	-0.6897*	-0.1777	0.3786	-0.2443	-0.1864	0.3081	-0.4640	0.5941	-0.6666*	-0.7388**
NA2O	-0.3627	0.4618	0.8612**	-0.0267	-0.2502	0.0506	-0.1665	0.5405	0.9889	-0.3029
K2O	-0.2407	0.9376**	0.3187	0.0405	-0.0556	0.1962	-0.3608	0.5318	0.9898	-0.1702
P2O5	-0.1685	-0.3261	0.1254	-0.0353	-0.0445	-0.0637	0.1237	0.0653	-0.6247*	0.7225*
KR1STH2O	0.1884	-0.1893	0.2304	-0.2034	0.0687	0.0559	0.4062	-0.4881	0.1621	-0.0949
CO2CARB	-0.3744	0.0393	-0.1123	-0.1273	-0.0957	0.0451	-0.3459	0.1913	-0.1531	0.0744
SCHWFEEL	-0.2183	0.3330	0.2990	-0.1273	0.0449	0.7473**	-0.0631	0.2911	-0.1331	0.5098
GRAPHIT	-0.7493**	-0.2005	-0.2994	-0.0198	0.1912	0.1768	0.5037	-0.6203*	-0.0291	0.1828
FE0X	0.6029	-0.3649	-0.5849	-0.2240	0.0772	-0.6779*	0.2952	-0.6245*	0.1573	0.7476**
FESUL	-0.2424	0.3331	0.3075	-0.2209	0.0626	0.7224*	-0.0873	0.3072	-0.1355	-0.5113
CO	0.4040	0.3105	-0.0078	-0.0727	0.0489	0.6738*	0.3119	-0.1570	0.0454	-0.0976
CR	-0.0218	0.0525	0.0370	-0.4890	-0.0706	-0.5645	-0.2038	-0.0538	0.4451	-0.4275
CU	0.0201	0.2877	0.1716	-0.1108	-0.0687	0.7494**	0.1794	-0.0823	-0.0506	-0.4079
NB	-0.2589	0.0248	0.1829	-0.8015**	-0.0342	-0.4097	-0.0013	0.0197	0.0414	-0.0733
NI	1.0000	-0.2067	-0.4118	-0.0026	-0.1072	0.1265	0.5505	-0.7396**	0.1364	0.5028
LRB	-0.2067	1.0000	0.3303	-0.0351	-0.0331	0.2294	-0.2262	0.5110	0.6750*	0.1713
SR	-0.4118	0.3303	1.0000	-0.2712	-0.0780	0.0593	-0.2036	0.5450	0.1165	-0.4688
V	-0.0026	-0.0351	-0.2712	1.0000	-0.0103	-0.2507	0.0719	-0.2215	0.0020	0.0834
Y	0.1072	-0.0331	-0.0780	-0.0103	1.0000	-0.2294	-0.0348	-0.3017	-0.0668	0.0476
LZN	0.1265	0.2294	0.0593	-0.2507	-0.2294	1.0000	0.0833	0.1799	-0.1823	0.5222
ZR	0.5505	-0.2262	-0.2036	0.0719	-0.0348	0.0833	1.0000	-0.7030*	0.1205	0.0761
VIND	-0.7396**	0.5110	0.5450	-0.2215	-0.3017	0.1799	-0.7030*	1.0000	-0.1823	0.5222
LI	0.1364	0.6750*	0.1165	0.0020	-0.0668	-0.1823	-0.0765	1.0000	0.1205	0.3487
MI	0.5028	0.1713	-0.4688	0.0834	0.0476	-0.5242	0.0761	-0.3487	0.6413*	1.0000
SI	0.7807**	-0.2522	-0.6611*	0.1975	0.1652	-0.5241	0.3935	-0.7333**	0.2199	-0.8275**
M6ST	-0.4819	-0.1962	0.4653	-0.0669	-0.0519	0.5101	-0.0437	0.3181	-0.6535*	-0.9983**

99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED

Tabelle A 3 d : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den Mafit, extrusive Fazies
(MEF) (N = 17)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	SI	MGST		
SI02	-0.5332	0.0330		
TI02	0.2119	-0.0435		
AL2O3	0.4535	-0.2678		
FE	0.9962**	-0.7725**		
MNO	-0.0654	-0.1406		
MGO	-0.0871	0.6325*		
CAO	-0.7400**	0.7244*		
NA2O	-0.5609	0.3073		
K2O	-0.2826	-0.1937		
P2O5	-0.1439	0.3528		
KRISTH2O	-0.0075	0.1183		
CO2CARB	-0.0764	-0.1027		
SCHWEFEL	-0.5727	0.5141		
GRAPHIT	0.4687	-0.1483		
FeOX	0.9090**	-0.7380**		
FESUL	-0.5794	0.5160		
CO	-0.0454	0.1088		
CR	0.2322	-0.4270		
CU	-0.4079	0.4142		
NB	-0.0424	0.0861		
NI	0.7807**	-0.4819		
LRB	-0.2522	-0.1962		
SR	-0.6611*	0.4653		
V	0.1975	-0.0669		
Y	0.1652	-0.0519		
LZN	-0.5241	0.5101		
ZR	0.3935	-0.0437		
VIND	-0.7533**	0.3181		
LI	0.2199	-0.6535*		
MI	0.8275**	-0.9983**		
SI	1.0000	-0.8085**		
MGST	-0.8085**	1.0000		

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 d : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den Mafit, extrusive Fazies
(MEF) (N = 17)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
SiO2	1.0000	0.1217	-0.2412	0.0716	-0.0299	0.1111	-0.1394	0.9675**	0.7735	-0.3772
TiO2	0.1217	1.0000	0.1290	0.1173	0.9116**	0.1111	-0.0008	0.1964	-0.2339	0.3902
Al2O3	-0.2412	0.1290	1.0000	-0.4498	0.4078	0.7980*	-0.5533	-0.2921	-0.6854	-0.2041
FeO	0.0716	0.1173	-0.4498	1.0000	0.0304	0.0375	-0.2339	0.1904	0.0860	-0.2041
MnO	-0.0299	0.9116**	0.4078	0.0304	1.0000	0.1811	0.1279	-0.0199	-0.4209	0.3796
MgO	-0.0375	0.1111	0.7980*	-0.6375	0.1811	1.0000	-0.1522	0.6234	0.6609	-0.6609
CaO	-0.1394	-0.0008	-0.5533	-0.2339	0.1279	-0.6534	1.0000	-0.2078	0.1565	-0.1977
Na2O	0.9675**	0.1904	-0.2921	0.1904	0.0199	-0.6534	-0.2078	1.0000	0.6649	-0.2661
K2O	0.7735	0.2339	-0.6854	-0.0008	-0.4209	0.6649	0.1565	0.6649	1.0000	-0.6022
P2O5	-0.3772	0.3902	0.2041	-0.2041	0.3796	0.6009	-0.1977	-0.2661	-0.6022	1.0000
KRISTH2O	-0.8235*	0.1905	0.6081	-0.8238*	0.4209	0.7956	-0.1302	-0.2590	-0.5162	0.5432
CO2CARB	-0.8235*	0.1905	0.6081	-0.8238*	0.4209	0.7956	-0.1302	-0.2590	-0.5162	0.5432
SCHWEFEL	-0.1553	-0.2111	0.1974	0.4832	-0.6578	0.6115	-0.1983	0.1919	0.3263	-0.7068
GRAPHIT	-0.1553	-0.2111	0.1974	0.4832	-0.6578	0.6115	-0.1983	0.1919	0.3263	-0.7068
FEOL	-0.1008	0.2197	0.5200	0.2486*	0.4693	-0.4071	-0.0392	-0.0806	0.1252	0.1252
FESUL	-0.1008	0.2197	0.5200	0.2486*	0.4693	-0.4071	-0.0392	-0.0806	0.1252	0.1252
CO	0.1677	-0.1866	-0.7902	0.5041	-0.6327	0.1876	-0.2047	0.2100	0.3156	-0.7036
CR	0.1828	-0.1829	-0.8588*	0.6470	-0.5713	-0.7459	-0.1072	0.2430	0.3607	-0.6682
CU	-0.3126	0.1187	0.0838	0.2240	0.3965	-0.2855	0.0025	0.1782	0.2707	-0.5043
NB	-0.3453	-0.3071	-0.2291	-0.6223	-0.6223	0.1378	0.3151	-0.4814	0.4000	-0.4000
NI	0.3851	0.1900	-0.0084	-0.1687	0.5103	-0.0032	0.0425	0.4814	0.0175	-0.2500
RB	0.4277	-0.1403	-0.3965	-0.0051	-0.2778	-0.7301	-0.1263	0.1993	0.1847	-0.3348
SR	0.4629	-0.1592	0.3965	-0.0051	-0.5971	-0.4223	-0.2350	0.2870	0.8951*	-0.5617
V	0.5162	-0.1707**	0.1014	0.4078	0.8593*	-0.1826	0.5052	0.2960	0.4917	-0.1856
Y	0.5894	0.1707**	-0.1504	0.2266	-0.4039*	-0.1227	0.3378	0.3453	0.0086	0.1331
ZN	-0.6623	-0.5545	-0.5047	0.5524	-0.7484	-0.2416	-0.2216	-0.3610	-0.1987	0.2993
ZR	-0.6813	-0.5028	-0.6569	-0.4439	0.3719	0.8127*	0.0544	-0.0250	0.1906	-0.3770
VIND	-0.7083	-0.5502	-0.7063	0.4439	-0.1630	-0.9455**	-0.2322	0.7391	-0.7147	0.9124**
L1	-0.7884	-0.5685	-0.3685	0.3986	-0.2533	-0.6657	-0.5357	-0.8409*	0.5064	-0.6833
PI	-0.8544	-0.6208	0.9125**	-0.9254	-0.0677*	-0.8667*	-0.1007	0.4445	0.3935	-0.4382
SI	-0.9135	0.1103	-0.4758	0.9978**	0.0110	-0.6784	-0.2295	0.2457	0.1492	-0.2369
MGST	-0.9503	-0.0047	0.6414	-0.9337**	0.0906	0.8672*	0.1299	-0.4416	-0.3756	0.4460

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 e : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den Mafit, karbonatreiche
Randfazies (MKF) (N = 9)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	KRISTH2O	CO2CARB	SCHWEFEL	GRAPHIT	FE0X	FESUL	CO	CR	CU	NB
SIO2	-0.2548	-0.8525*	0.1553	-0.0108	-0.1298	0.1577	0.1828	0.3126	-0.1345	0.3821
TIO2	-0.0195	-0.3228	-0.5741	0.5113	0.7197	-0.5666	-0.4829	0.3187	-0.5073	0.7100
AL2O3	0.6081	-0.3881	-0.7874	-0.1302	0.5200	-0.7902	-0.8588*	0.0838	-0.2921	-0.0084
FE0	-0.8238*	-0.3402	0.4832	0.8375*	0.2486	0.5041	0.6470	0.2240	-0.4182	-0.1687
MNO	0.1179	-0.1617	-0.4693	0.4693	0.7363	-0.5327	-0.5713	0.3965	-0.6223	0.5103
MGO	0.7956	-0.6115	-0.4071	0.1876	0.1876	-0.6300	-0.7439	-0.2855	0.1378	-0.0032
CAO	-0.1302	-0.1355	-0.1983	-0.0271	0.0392	-0.2047	-0.1072	0.0023	0.3151	0.0425
NA2O	-0.2590	-0.8858*	0.1919	0.1077	-0.0806	0.2100	-0.2430	0.1782	-0.3761	0.4814
K2O	-0.5162	-0.9596	0.3263	-0.0787	0.2840	0.3156	0.3607	0.2707	0.4000	0.0175
P2O5	0.5432	0.3481	-0.7068	0.1252	0.6230	-0.7036	-0.6882	-0.5043	-0.4000	0.2500
KRISTH2O	1.0000	0.6175	-0.4855	-0.6852	-0.1178	-0.4959	-0.6460	0.4388	0.1005	0.3588
CO2CARB	0.6175	1.0000	-0.2412	-0.4724	-0.1556	-0.2622	-0.3691	0.4055	0.3499	-0.3589
SCHWEFEL	-0.4855	-0.2412	1.0000	-0.0378	0.6963	-0.0130	0.1739	0.3022	0.2398	-0.2770
GRAPHIT	-0.6852	-0.4724	-0.0378	1.0000	0.6963	0.0130	0.1739	0.3022	0.2398	-0.2770
FE0X	-0.1178	-0.1436	-0.7270	0.6963	1.0000	0.7112	-0.5626	0.2247	-0.5745	0.0204
FESUL	-0.4929	-0.2622	0.9989**	-0.0130	0.7112	1.0000	0.9712**	-0.0318	-0.0378	0.1644
CO	-0.6460	-0.3691	0.9669**	0.1739	-0.5626	0.9712**	1.0000	-0.0318	0.1209	-0.2566
CU	-0.4388	-0.4055	-0.0469	0.3022	0.2247	-0.0378	0.1209	1.0000	-0.1209	-0.1209
CR	0.0105	0.3499	0.2398	-0.5745	-0.5616	0.1972	0.2566	-0.1209	1.0000	-0.2211
NB	0.3589	-0.3588	-0.2770	0.0204	0.1644	-0.2690	-0.2566	-0.1325	-0.2211	1.0000
NI	-0.7826	-0.5340	0.7108	0.6298	-0.0683	0.7283	0.8502*	0.0263	0.2128	-0.2445
PB	-0.4528	-0.3165	0.3193	-0.1744	-0.3317	0.2921	0.3214	0.1650	0.7125	-0.2181
SR	-0.0274	-0.2276	-0.3829	-0.2330	0.0945	-0.3803	-0.3437	0.3347	0.0552	-0.0536
V	-0.5041	-0.2276	0.4693	0.5649	0.6670	-0.4353	-0.3627	0.5527	-0.4664	0.6261
Y	-0.5041	-0.2276	0.4693	0.5649	0.6670	-0.4353	-0.3627	0.5527	-0.4664	0.6261
ZN	-0.7019	-0.1646	0.8180	-0.5068	-0.6335	0.9207*	0.7711	-0.1164	0.7877	0.4322
ZR	0.7049	-0.7138	-0.7138	-0.1079	-0.1665	-0.4361	-0.3588	-0.2870	0.5915	-0.2400
VIND	-0.7117	-0.8168*	0.4420	0.2845	-0.1665	-0.4361	-0.3588	-0.3262	-0.1944	0.2183
LI	-0.7117	-0.7551	0.4420	0.2845	-0.1665	-0.4361	-0.3588	-0.3262	-0.1944	0.2183
HI	-0.9085**	0.5059	0.0759	-0.3310	0.5852	0.5852	0.5852	0.4534	-0.4986	0.1482
SI	-0.8454*	-0.7440	0.5059	0.7321	0.1006	0.5817	0.7321	0.3260	-0.4262	-0.1082
ST	-0.8454*	-0.7440	0.5059	0.7321	0.1006	0.5817	0.7321	0.3260	-0.4262	-0.1082
MGST	0.8895*	0.7275	-0.6105	-0.7031	-0.0313	-0.6319	-0.7675	-0.2847	0.3259	0.1202

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 e : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den Mafit, karbonatreiche
 Randfazies (MKF) (N = 9)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
 mit dem dekadischen Logarithmus
 Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	MI	RB	SR	V	Y	ZN	ZR	VIND	LI	MI
SI02	0.0726	0.4277	0.4629	0.3142	0.1804	-0.0623	-0.5815	0.7643	0.7884	0.3664
TIO2	-0.1943	-0.4102	-0.0592	0.9497**	0.4707	-0.5545	0.3028	-0.0502	-0.1165	0.0554
AL2O3	-0.6923	-0.3965	0.1016	0.1957	-0.1504	0.5067	0.6569	-0.7063	-0.6208	-0.6208
FeO	-0.9168**	-0.0051	-0.4078	-0.2266	0.5927	0.3526	-0.4439	0.4439	0.5986	0.9425**
MgO	-0.2778	-0.5971	0.0908	0.8593*	0.4039	0.7484	0.3719	-0.1630	-0.2533	-0.0524
MnO	-0.7101	-0.4233	-0.1826	-0.1227	-0.3461	-0.2116	0.8124	-0.9465**	-0.8667*	-0.8667*
CaO	-0.1263	0.2350	0.5052	0.0378	-0.2216	-0.3834	0.0544	0.2322	-0.5357	-0.1007
Mg2O	0.1993	0.2870	0.2960	0.3453	0.3610	-0.0250	-0.5149	0.7391	0.8409*	0.4445
K2O	0.1847	0.8951*	0.4917	0.0086	-0.1987	0.1906	-0.7147	0.8393*	0.5064	0.3955
K2O5	-0.3348	-0.5617	-0.1856	0.1331	0.2993	0.3770	0.9124**	-0.6833	-0.5985	-0.4382
K2SiH2O	-0.7926	-0.4838	-0.0274	-0.2045	-0.2051	-0.2719	0.7049	-0.7417	-0.3117	-0.9085**
CO2	-0.660	-0.3185	-0.2216	-0.5278	0.5074	0.0166	0.6188	-0.8464	-0.7551	-0.7460
CO2H2O	0.7108	0.3193	-0.3829	-0.4493	0.0413	0.8380*	-0.7338	0.4640	-0.5658	0.5658
SCHWEFEL	0.6798	-0.1744	-0.2330	0.5649	0.5908	-0.1599	-0.1079	0.2865	-0.0739	0.7321
GRAPHIT	0.0683	-0.3317	0.0945	0.6670	0.4002	-0.6334	0.4665	-0.1713	-0.3319	0.1006
FEON	0.7263	0.2921	-0.3803	-0.5303	0.0733	0.8207*	-0.7381	0.4749	0.5852	0.5871
CO	0.8502*	0.3214	-0.3637	-0.3427	0.1972	0.7711	-0.7388	0.5773	0.5663	0.7314
CH	-0.0263	0.1650	0.3347	0.5527	-0.1164	-0.2870	-0.5242	0.3704	0.1434	0.3220
CR	-0.2218	0.7125	0.0552	-0.4664	0.7877	0.3915	-0.1944	0.0239	-0.2986	-0.3262
NI	-0.2645	-0.2181	-0.0536	0.6261	0.4322	-0.2400	0.2183	0.0973	0.1482	0.1082
NI	1.0000	0.1261	-0.4161	-0.0942	0.4753	0.5359	-0.5277	0.5180	0.5530	0.9024**
RB	-0.1261	1.0000	0.3560	-0.2096	-0.4862	0.3164	-0.5917	0.6090	0.1820	0.2231
SR	-0.4161	0.3560	1.0000	0.0923	-0.2370	-0.5721	-0.1179	0.3682	-0.0194	-0.1501
Y	-0.0942	-0.2096	0.0923	1.0000	0.4333	-0.5243	0.1049	0.2084	0.3763	0.2345
ZN	-0.4733	-0.4862	-0.0923	0.4333	1.0000	0.0210	-0.1059	0.1686	0.3663	0.5245
ZR	-0.5359	0.3164	-0.5721	-0.5243	0.1049	1.0000	-0.4055	0.1214	0.3663	0.5245
VIND	-0.5359	-0.5917	-0.1179	0.0245	0.1049	-0.4055	1.0000	-0.8223*	0.6605	-0.6738
LI	0.5180	0.6090	0.3682	0.2084	0.1686	0.1214	-0.8223*	1.0000	0.6605	0.7339
MI	0.4530	0.1820	-0.0194	0.0341	0.3763	0.3663	-0.6605	0.6220	1.0000	0.5755
SI	0.9024**	0.2231	-0.1501	0.2345	0.5243	0.3216	-0.6738	0.7339	0.5755	1.0000
SGT	0.9204**	0.0442	-0.3725	0.2336	0.5864	0.3568	-0.4858	0.4976	0.4400	0.9521**
MGST	-0.9219**	-0.2049	0.1855	-0.1870	-0.5278	-0.3641	0.6802	-0.7207	-0.5982	-0.9976**

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 e : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den Mafit, karbonatreiche

Randfaktoren (MKF) (N = 9)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	SI	MGST	
SI02	0.1325	-0.3563	
TI02	0.1103	-0.0047	
AL203	-0.4738	0.6414	
FE6	0.9978**	-0.9337**	
MnO	0.0110	0.0906	
MgO	-0.6784	0.8672*	
CaO	-0.2295	0.1299	
Na2O	0.2457	-0.4416	
K2O	-0.1492	-0.3756	
P2O5	-0.2369	0.4460	
KRISTH2O	-0.8454*	0.8895*	
CO2CARB	-0.5883	0.7275	
SCHWEFEL	0.4980	-0.6105	
GRAPHIT	0.8273*	-0.7051	
FE0X	0.2305	-0.0513	
CO	0.5187	-0.6319	
CR	0.6829	-0.7675	
CU	0.2388	-0.2847	
	-0.4023	0.3259	
NB	-0.1532	0.1202	
NI	0.9204**	-0.9219**	
RB	0.0442	-0.2049	
SR	-0.7132	-0.1835	
V	0.2133	-0.1835	
	0.5336	-0.1970	
Y	0.3868	-0.3218	
ZN	-0.3664	-0.3218	
ZR	-0.4858	0.2802	
VIND	0.4976	-0.7207	
LI	0.4400	-0.5982	
HI	0.9521**	-0.9926**	
SI	1.0000	-0.9524**	
MGST	-0.9524**	1.0000	

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 e : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für den Mafit, karbonatreiche
 Randfazies (**MKF**) (N = 9)
 L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
 mit dem dekadischen Logarithmus
 Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	SI02	TI02	AL203	FE6	MNO	MGO	CAO	MA20	K20	P205
SI02	1.0000	-0.2475	-0.5390	0.2240	-0.2758	-0.4918	-0.4943	-0.0884	0.2557	0.5034
TI02	-0.2475	1.0000	-0.3507	0.8622	0.7131	-0.2277	-0.4532	-0.1051	0.1436	0.1544
AL203	-0.5390	-0.3507	1.0000	-0.8449**	-0.4699	0.6923	0.4201	0.5459	0.2038	-0.5924
FE6	0.2240	0.8622	-0.8449**	1.0000	1.5590	-0.6432	-0.5553	-0.5850	-0.1874	0.3681
MNO	-0.2758	0.7131	-0.4699	1.5590	1.0000	0.5077	-0.3207	-0.0242	-0.1160	0.2652
MGO	-0.4918	-0.2277	0.6923	-0.6432	0.5077	1.0000	0.1257	0.6025	0.2934	-0.2823
CAO	-0.4943	-0.4532	0.4201	-0.5553	0.3207	0.1257	1.0000	-0.1685	-0.5043	-0.4364
MA20	-0.0884	-0.1051	0.5459	-0.5850	-0.2422	0.6025	-0.1685	1.0000	0.3091	-0.0435
K20	0.2557	0.1436	0.2038	-0.3681	-0.1140	0.2934	-0.5043	0.3091	1.0000	0.2806
P205	0.5034	0.1544	-0.5924	0.3681	-0.2823	0.4364	-0.4364	-0.0435	0.2806	1.0000
CO	0.1349	0.1983	-0.2759	0.4702	0.2452	-0.8114	0.2010	-0.5625	-0.4058	0.1512
SCHWEFEL	0.2675	0.2675	-0.4368	0.6596	-0.2313	-0.2313	-0.2845	-0.4403	-0.2114	-0.0626
CU	-0.7916*	0.0466	0.4855	-0.2713	0.1331	0.5381	0.3994	0.1305	-0.2659	0.1014
NI	0.5051	0.2569	-0.6024	0.7719*	-0.1424	-0.8080*	-0.3961	-0.6270	-0.1542	0.1014
NI	-0.2833	0.3649	0.5304	-0.4092	0.7454	-0.0079	-0.3871	0.1934	-0.0468	0.2271
RB	-0.8636*	-0.0978	0.3977	-0.4209	-0.4209	0.5475	0.2294	0.2739	-0.2026	-0.3260
SR	0.1909	-0.1390	0.2013	-0.1152	-0.1605	0.1716	-0.4489	0.1789	0.9634**	0.2897
V	-0.4674	-0.8233*	-0.8041*	-0.1594	0.3856	0.7384	0.2795	0.7786*	0.1371	-0.4099
Y	-0.3225	0.8136*	-0.2938	0.7010	-0.3856	-0.4059	-0.1935	-0.4674	-0.3240	-0.1811
ZN	-0.1232	0.7270**	-0.5038	0.7777	0.3893	-0.4012	-0.4281	-0.1837	-0.0746	0.1757
ZR	0.4095	-0.3615	-0.7082**	0.8763**	0.3728	-0.8013*	-0.3639	-0.6189	-0.2244	0.3686
	0.0260	0.8590**	-0.4365	0.5607	0.5696	-0.3260	-0.5164	0.0195	0.0191	0.4004

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 f : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die Amphibolite (AFB)

(N = 12)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	SCHWEFEL	CO	CR	CU	NI	NI	SR	V	Y
STO2	0.1349	0.3404	-0.7916*	0.5051	-0.2833	-0.8656**	-0.1909	-0.4674	-0.3225
TIO2	0.1983	0.2475	0.0486	0.2569	-0.8998**	0.3549	-0.0978	0.1390	0.9270**
AL2O3	-0.5759	-0.4368	0.0855	-0.6024	-0.2304	0.3997	-0.2031	-0.8233*	-0.2938
FE	0.1702	0.6396	-0.2513	0.7149*	0.4092	-0.1403	-0.1152	0.8041*	0.6177
MNO	0.1277	-0.2313	0.1331	-0.1464	0.7476*	-0.4209	-0.1665	-0.1574	0.3893
MGO	-0.8114*	-0.7318*	0.5381	-0.8080*	-0.0079	0.5475	0.1716	0.7384*	-0.4059
CAO	-0.2010	-0.2865	0.3994	-0.3961	-0.3871	0.2294	-0.4489	0.2795	-0.1935
NA2O	-0.5625	-0.6403	0.1305	-0.6270	0.1934	0.2759	0.1789	0.7786*	-0.4674
K2O	-0.4038	-0.2114	-0.2659	-0.1542	-0.0468	-0.2026	0.9634**	0.1371	-0.3740
P2O5	0.1512	-0.0626	-0.5210	0.1014	0.2271	-0.3260	0.2897	-0.4099	-0.1811
SCHWEFEL	1.0000	0.4050	-0.2532	0.4864	0.1372	-0.1673	-0.3035	-0.4817	0.3037
CO	0.4050	1.0000	-0.2819	0.9678**	-0.1161	-0.4021	-0.0790	-0.6741	0.6249
CR	-0.2532	-0.2819	1.0000	-0.4551	0.0301	0.8687**	-0.2967	0.3952	-0.1951
CU	0.4864	0.9678**	-0.4551	1.0000	-0.0772	-0.5217	-0.0431	-0.7523*	0.5272
NI	0.1372	-0.1161	0.0301	-0.0772	1.0000	0.4598	-0.0606	0.1604	0.7848*
SR	-0.1673	-0.4021	0.8687**	-0.5217	0.4598	1.0000	-0.2232	0.5178	0.1789
VB	-0.3035	-0.0790	-0.2967	-0.0431	-0.0606	-0.2232	1.0000	0.0446	-0.2542
V	-0.4817	-0.6741	0.3952	-0.7523*	0.1604	0.5178	0.0446	1.0000	-0.3743
Y	0.3037	0.6249	0.1951	0.5272	0.5086	0.2719	-0.2542	-0.3743	1.0000
ZN	0.3063	0.4599	-0.1278	0.4392	0.7848*	0.1789	0.0301	-0.1740	0.8038*
ZR	0.3601	0.6215	-0.3966	0.7554*	0.1844	-0.3223	-0.1646	-0.8270**	0.3788
		0.1715	-0.2898	0.2577	0.9059**	0.1494	0.0505	-0.0725	0.8731**

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 f : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die Amphibolite (AFB)

(N = 12)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	ZN	ZR
STO2	0.4095	0.0260
TIO2	0.3615	0.8590**
AL2O3	-0.9084**	-0.4365
FE3	0.8763**	0.5607
MNO	0.3728	0.5696
MGO	-0.8013*	-0.3260
CAO	-0.3639	-0.5164
NA2O	-0.6189	0.0195
K2O	-0.2244	0.0191
P2O5	0.3686	0.4004
SCHWEFEL	0.7440*	0.3601
CO	0.6215	0.1715
CR	-0.3966	-0.2898
CU	0.7554*	0.2577
NB	0.1844	0.9039**
NI	-0.3223	0.1494
RB	-0.1646	0.0505
SR	-0.8270**	-0.0725
V	0.4340	0.5029
Y	0.3788	0.8731**
ZN	1.0000	0.4381
ZR	0.4381	1.0000

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 f : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die Amphibolite (AFB)

(N = 12)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H_2O^+ auf 100 % normiert

	SI02	TI02	AL203	FE0	MNO	MGO	CAO	LiA2O	K2O	P2O5
SI02	1.0000	-0.1644	-0.1487	-0.7528**	-0.1478	-0.4251**	-0.2863	0.3945*	-0.2080	0.0138
TI02	-0.1644	1.0000	-0.2550	0.3320*	0.5305**	0.0825	-0.3235*	0.0479	-0.2699	0.0569
AL203	-0.1487	-0.2550	1.0000	-0.2502	-0.1208	0.0947	-0.0032	0.2546	0.4107**	0.2191
FE0	-0.7528**	0.3320*	-0.2502	1.0000	0.2705	0.1339	-0.1257	-0.5787**	-0.3586*	-0.1551
MNO	-0.1478	0.5305**	-0.1208	0.2705	1.0000	0.0307	-0.2447	0.0688	-0.1489	-0.0618
MGO	-0.4251**	0.0825	0.0947	0.1339	0.0307	1.0000	0.0141	-0.2056	0.0709	0.0632
CAO	-0.2863	-0.3235*	-0.0032	-0.1257	-0.2447	0.0141	1.0000	-0.0302	-0.2890	0.0103
LiA2O	0.3945*	0.0479	0.2546	-0.5787**	0.0688	-0.2056	-0.0302	1.0000	0.4016*	0.0704
K2O	0.2080	-0.2699	0.4107**	-0.3586*	-0.1489	0.0709	-0.2890	0.4016*	1.0000	0.2093
P2O5	0.0138	0.0569	0.2191	-0.1551	-0.0618	0.0632	0.0103	0.2074	0.2093	1.0000
LSCHWEFE	-0.7121**	-0.0430	-0.0909	0.5317**	-0.0242	0.0187	0.4312**	-0.2983	-0.2161	-0.1009
LCO	-0.6991**	-0.3885*	-0.0779	0.4814**	-0.2541	-0.1467	0.3687*	-0.3683*	-0.1185	-0.0645
CR	0.0925	0.3933*	-0.2307	0.0878	0.2983	-0.0675	-0.4057**	0.0274	-0.0005	-0.3649*
LCU	-0.4954**	-0.2862	0.1187	0.3837*	0.0293	-0.178	0.3857*	-0.1060	-0.0687	-0.0768
NB	-0.0053	-0.8952**	-0.2036	0.1826	0.4241**	-0.0851	-0.3511*	0.0466	-0.2560	0.1306
LNI	-0.5540**	-0.0165	0.1324	0.4170**	-0.0627	0.3857*	-0.0614	-0.1434	-0.0888	-0.2776
RB	0.0906	-0.2174	0.3830*	-0.1961	-0.1194	-0.0706	-0.2534	0.2362	0.8607**	0.1440
LSR	0.0300	-0.5230**	0.4533**	-0.4500**	-0.2944	-0.0669	0.4814**	0.3629*	0.1943	0.0651
V	-0.2062	0.9405**	-0.2691	0.3468*	0.5597**	0.1697	-0.3348*	-0.0025	-0.2852	-0.1102
Y	-0.3987*	0.7429**	-0.1349	0.3870**	0.3870**	0.1372	-0.0334	-0.0669	-0.3444*	0.1708
ZN	-0.3621*	-0.1180	0.1283	0.3777*	0.1494	0.1055	-0.1180	-0.2384	-0.0054	-0.0588
ZR	-0.0577	-0.2052	0.3768*	-0.0686	-0.0457	-0.1279	-0.0318	0.2491	0.2199	0.7099**

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 g : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für alle Kummingtonit -

Felse (KUF, KUFM) (N = 64)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	LSCHWEFE	LCO	CR	LCU	HMI	LNI	RB	LSR	V	Y
STO2	-0.7121**	-0.4991**	0.0925	-0.4954**	-0.0053	-0.5540**	0.0906	0.0300	-0.2062	-0.5987*
TIO2	-0.0430	-0.3885*	0.3953*	-0.2862	-0.8952**	-0.0165	-0.2174	-0.5230**	0.9405**	0.7629**
AL2O3	-0.0909	-0.0779	0.2307	-0.2307	-0.2307	0.3324	0.3330*	0.4333**	-0.2691	-0.1349
FE0	-0.5317**	-0.4811**	0.1837*	0.1837*	0.1837*	0.1170**	-0.1194	-0.4500**	0.3468*	0.4155**
MNO	-0.0242	-0.4341	0.2083	0.0293	-0.4241**	0.0637	-0.1194	-0.2944	0.5597**	0.3870*
MGO	0.0187	-0.1461	0.0053	-0.1678	-0.0851	0.3837*	0.0706	-0.0669	0.1697	0.1372
CAO	-0.5122**	-0.3688*	0.4071**	-0.1857*	-0.3511*	0.0614	-0.2334	0.4814**	-0.3348*	-0.0334
LiA2O	-0.2993	-0.1183	0.3688*	-0.0687	-0.0466	-0.1414	0.2362	0.3629*	-0.0025	-0.0669
P2O5	-0.1009	-0.0643	0.0005	-0.0768	-0.2860	-0.0888	0.8407**	0.1963	-0.0025	-0.3444*
K2O	-0.2161	-0.1183	0.3688*	-0.0687	-0.0466	-0.1414	0.2362	0.3629*	-0.0025	-0.0669
LSCHWEFE	1.0000	0.6661**	-0.3688*	-0.0768	-0.2860	-0.0888	0.8407**	0.1963	-0.0025	-0.3444*
LCO	-0.6661**	1.0000	-0.2937	0.7168	-0.2168	0.2660	-0.0913	0.0764	-0.1102	0.1708
CR	-0.2937	-0.2937	1.0000	-0.2937	-0.2168	0.2660	-0.0913	0.0764	-0.1102	0.1708
LCU	-0.7168	0.7168	-0.2937	1.0000	-0.2168	0.2660	-0.0913	0.0764	-0.1102	0.1708
RB	-0.2660	-0.2660	0.2660	-0.2660	0.2660	0.2660	0.2660	0.2660	0.2660	0.2660
LNI	-0.0913	0.0913	-0.0913	0.0913	-0.0913	0.0913	0.0913	0.0913	0.0913	0.0913
LSR	-0.0764	0.0764	-0.0764	0.0764	-0.0764	0.0764	0.0764	0.0764	0.0764	0.0764
V	-0.0025	0.0025	-0.0025	0.0025	-0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025
Y	-0.3444*	0.3444*	-0.3444*	0.3444*	-0.3444*	0.3444*	0.3444*	0.3444*	0.3444*	0.3444*
ZN	-0.1708	0.1708	-0.1708	0.1708	-0.1708	0.1708	0.1708	0.1708	0.1708	0.1708
ZR	-0.0206	0.0206	-0.0206	0.0206	-0.0206	0.0206	0.0206	0.0206	0.0206	0.0206

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 g : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für alle Kummingtonit -

Felse (KUF, KUFG) (N = 64)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	ZN	ZR
SI02	-0.3621*	-0.0577
TI02	-0.1180	0.2052
AL203	0.1283	0.3768*
FE0	0.3777*	-0.0686
MNO	0.1494	-0.0457
MGO	0.1055	-0.1279
CAO	0.1180	-0.0318
MA20	-0.2384	0.2491
K2O	-0.0054	0.2199
P2O5	-0.0588	0.7099**
LSCHWFE	0.2186	-0.0283
LCO	0.4959**	-0.0241
CR	-0.1828	-0.1945
LCU	0.5591**	0.0155
NB	-0.1818	0.2867
LNI	-0.2423	-0.2415
RB	0.1690	0.2195
LSR	0.0257	0.2141
V	-0.1181	-0.0474
Y	-0.0206	0.3846*
ZN	1.0000	-0.0276
ZR	-0.0276	1.0000

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 g : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für alle Kummingtonit -
 Felse (KUF, KUFM) (N = 64)
 L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
 mit dem dekadischen Logarithmus
 Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	S102	T102	AL203	FE8	MNO	MGO	CAO	LM20	K20	P205
S102	1.0000	-0.3922	-0.0395	-0.7446**	-0.2015	-0.5869	-0.2779	0.0212	0.0903	-0.1914
T102	-0.3922	1.0000	-0.0218	-0.5616*	0.5392*	0.1440	-0.6993*	0.3784	-0.0326	0.1452
AL203	-0.0395	-0.0218	1.0000	-0.4010	0.0217	0.0445	-0.0614	0.2769	0.4407	0.3888
FE8	-0.7446**	-0.5616*	-0.4010	1.0000	0.2963	0.2146	-0.1264	-0.1803	-0.3047	-0.0683
MNO	-0.2015	0.5392*	0.0217	0.2963	1.0000	0.1283	-0.3152	0.3659	-0.0171	-0.0389
MGO	-0.5869	0.1440	0.0445	0.2146	0.1283	1.0000	-0.1254	0.0243	0.1744	-0.1061
CAO	-0.2779	-0.6993*	-0.0614	-0.1264	-0.3152	-0.1254	1.0000	-0.2406	-0.2960	0.1127
LM20	0.0212	0.3784	0.2769	-0.1803	0.3659	0.0243	-0.2406	1.0000	0.2596	0.2805
K20	0.0903	-0.0326	0.4407	-0.3047	-0.0171	0.1744	-0.2960	0.2596	1.0000	0.2671
P205	-0.1914	0.1452	0.3888	-0.0683	-0.0389	-0.1061	0.1127	0.2805	0.2671	1.0000
SCHWEFEL	-0.6791**	-0.1030	-0.1936	0.3634	-0.1280	-0.0301	0.5266*	-0.0882	-0.0473	0.0193
CO	-0.5012*	-0.3630	-0.0735	0.1914	-0.2533	-0.0728	0.6459**	-0.2706	-0.1070	0.1362
CR	0.1412	0.5215*	0.1932	0.2105	0.2466	0.1880	-0.6834**	0.1238	0.0541	-0.3028
CU	-0.1196	-0.3717	0.1290	-0.1121	-0.1013	0.1531	0.4655*	-0.1602	-0.1253	-0.0795
NB	-0.2093	0.8729**	0.1119	0.3967	0.4488	0.0768	-0.4813*	0.3407	-0.0448	0.2946
LNI	-0.4427	0.3799	-0.3463	0.4738*	0.0737	0.2328	0.0016	0.0811	-0.2417	-0.4187
RB	-0.0080	-0.1013	0.4037	-0.2174	-0.0334	0.1390	-0.1903	0.1132	0.3556	0.3556
LSR	-0.0702	0.5791**	0.1832	-0.5488*	-0.2190	-0.1806	0.6602**	0.0178	0.2221	-0.2178
V	-0.4195	0.9077**	-0.0445	0.5705**	0.5869**	0.3171	-0.5089*	0.3655	-0.0435	-0.1226
Y	-0.4166	0.8077**	0.0728	0.5166*	0.3513	-0.0182	-0.2565	0.3112	-0.1017	0.4367
ZN	-0.2904	-0.0325	-0.0728	0.1806	0.3177	0.3955	0.0624	-0.0841	-0.1541	-0.0245
ZR	-0.1450	0.3547	0.3714	0.0045	0.0080	-0.2311	-0.0189	0.2562	0.2941	0.8158**

99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 h : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die metasomatisch ent-

standenen Kummingtonit - Felse (KUFM) (N = 30)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	SCHWEFEL	CO	CR	CU	NB	LNI	RB	LSR	V	Y
S102	-0.6791*	-0.5012*	0.1412	-0.1196	-0.2093	-0.4427	-0.0080	0.0702	-0.4195	-0.4166
T102	-0.1030	-0.3630	0.5215*	-0.3717	0.8729**	0.3799	-0.0103	-0.5791**	0.9077**	0.8077**
AL203	-0.1936	-0.0735	-0.1932	-0.1290	0.1119	-0.3463	0.4037	0.1832	-0.0445	0.0728
FE	0.3634	-0.1914	0.2105	-0.1121	0.3967	0.4758*	-0.2174	-0.5488*	0.5705**	0.5166*
MNO	-0.1280	-0.2533	0.2466	-0.1013	0.4488	0.0737	0.0334	-0.2190	0.5869**	0.3513
MGO	0.0301	-0.0728	0.1880	-0.1531	0.0768	0.2328	0.1390	-0.1806	0.3171	-0.0182
CAO	0.5266*	-0.6459**	-0.6834**	0.4655*	-0.4813*	0.0016	-0.1903	0.6602**	-0.5089*	-0.2565
LNA20	-0.0882	-0.2706	0.1238	-0.1602	0.3407	0.0081	0.1132	0.0178	0.3655	0.3112
K2O	-0.0473	-0.1070	0.0541	-0.1253	-0.0448	-0.2417	0.9060**	0.2221	-0.0435	-0.1017
P2O5	0.0193	0.1362	-0.3028	-0.0795	0.5946	-0.4187	0.3356	0.2178	-0.1226	0.4367
SCHWEFEL	1.0000	0.7500**	-0.3428	0.2828	-0.3245	0.4594	-0.0261	0.3998	-0.0238	-0.0557
CO	-0.3428	-0.5879**	1.0000	-0.5761**	-0.5026*	0.0096	0.0400	0.5309*	-0.3939	-0.2102
CR	0.2828	0.5761**	-0.2755	0.2755	0.4410	-0.3307	-0.0434	-0.6989**	0.5605*	0.2336
CU	-0.2425	-0.5026*	0.4410	-0.4711*	-0.4711*	0.1762	-0.0758	0.4723*	0.7010**	-0.2320
NB	0.4594	0.0096	0.3507	-0.1762	0.1107	1.0000	-0.3761	-0.5463*	0.5634*	0.0999
LNI	-0.0261	0.0400	-0.0434	0.0758	-0.0320	-0.3761	1.0000	0.2309	-0.0568	-0.0304
LSR	0.3939	0.5309*	-0.6989**	0.4723*	-0.5463*	-0.2737	0.2309	-0.0000	-0.6167**	-0.4388
RB	-0.0238	-0.3939	0.5605*	-0.5761**	0.5026*	0.3307	-0.0368	-0.6167**	1.0000	0.5933**
V	-0.0537	-0.2102	0.2336	-0.3513	0.2105	0.4037	-0.0304	-0.4388	0.5933**	0.0000
Y	0.1553	0.4390	-0.1823	-0.5865*	-0.3400	-0.1423	-0.0317	0.1143	0.0762	-0.0684
ZN	0.0899	0.0501	-0.1928	-0.0598	0.3246*	-0.4307	0.5816	0.1452	0.0076	0.0454**
ZR										

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 h : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die metasomatisch entstandenen Kummingtonit - Felse (KUFM) (N = 30)
 L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus
 Hauptelementoxide ohne H₂O⁺ auf 100 % normiert

	ZN	ZR	
S102	-0.2906	-0.1650	
T102	-0.0325	0.3547	
AL203	-0.0128	0.3714	
Fe	0.1808	0.0080	
MnO	0.3079	0.0080	
MgO	0.3955	-0.2311	
CaO	-0.0824	-0.0189	
K2O	-0.1841	0.5962	
P2O5	-0.1241	0.5171	
SCHWEFEL	-0.0245	0.8138**	
CO	0.1532	-0.0809	
CU	0.4320	-0.0901	
CR	-0.1823	-0.0928	
NI	0.5943*	-0.0598	
LN1	-0.1350	-0.7549*	
RB	-0.1290	-0.1807	
LSR	-0.0517	0.3619	
Y	0.1143	0.0052	
Y	-0.0882	0.0006	
ZN	-0.0882	0.6444**	
ZR	1.0000	-0.0873	
	-0.0875	1.0000	
* - SIGNIF. LE .01		** - SIGNIF. LE .001	(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 h : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die metasomatisch ent-

standenen Kummingtonit - Felse (KUFM) (N = 30)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	LiAlSi ₃ O ₈	K ₂ O	P ₂ O ₅
SiO ₂	1.0000	-0.0685	-0.1386	-0.7476**	-0.1022	-0.4203	-0.3019	-0.5557**	0.5990	0.0757
TiO ₂	-0.0685	1.0000	-0.4012	-0.2159	-0.5548**	-0.1133	-0.1726	-0.1307	-0.4687*	-0.1734
Al ₂ O ₃	-0.1386	-0.4012	1.0000	-0.2123	-0.3003	0.0944	-0.0029	-0.3026	0.5404*	0.1405
FeO	-0.7476**	-0.2159	-0.2123	1.0000	-0.2716	-0.0801	-0.1564	-0.7609**	-0.5977	-0.1855
MnO	-0.1022	-0.5548**	-0.3003	-0.2716	1.0000	-0.0249	-0.1716	-0.0979	-0.5952	-0.1162
MgO	-0.4203	-0.1133	0.0944	-0.0801	-0.0249	1.0000	0.0673	-0.2455	0.0375	0.2328
CaO	-0.3019	-0.1726	-0.0029	-0.1564	-0.1716	0.0673	1.0000	-0.0369	-0.5915	-0.0733
LiAlSi ₃ O ₈	-0.5557**	-0.1307	0.3026	-0.7609**	-0.1022	-0.0673	0.0000	1.0000	0.4570*	0.1753
K ₂ O	0.5990	-0.4687*	0.4504	-0.3927	-0.5952	-0.2455	0.0549	-0.4570*	1.0000	0.1883
P ₂ O ₅	0.0757	-0.1734	0.1405	-0.1855	-0.1932	0.2328	-0.0733	0.1753	0.1883	1.0000
LS	-0.5955**	-0.147	-0.1979	0.4713*	-0.1152	-0.5952	-0.0733	-0.4570*	0.1883	-0.2218
Co	-0.4383*	-0.3275	-0.1504	-0.4102	-0.1935	-0.5952	0.3282	-0.4229	-0.2376	-0.0083
Cr	-0.1330	0.3906	-0.3104	-0.191	-0.1016	-0.1693	-0.358	-0.2308	-0.0421	-0.3909
LCu	-0.3714	-0.5672**	0.2005	0.372	0.2340	-0.192	-0.582	-0.144	0.0922	-0.0793
Nb	0.1065	0.9288**	-0.3886	0.0754	0.4333	0.3128	-0.372	-0.0747	-0.3837	0.0852
Ni	-0.5055*	-0.1480	0.3150	0.3526	-0.2017	0.3128	0.0392	-0.1618	0.0303	0.0301
Pb	-0.1960	-0.3274	0.3800	-0.2184	-0.2537	-0.0379	-0.392	-0.2871	0.0612**	-0.1061
Sr	0.0541	-0.4715**	0.5975**	-0.3765	-0.5574	-0.2682	-0.591	-0.2820*	-0.1864	-0.0139
V	-0.1213	0.9735**	-0.4008	-0.2351	0.5629**	0.1533	-0.674	-0.1864	-0.5937*	-0.2194
Y	-0.4184	0.7438**	-0.3671	0.3366	0.4548*	0.2728	0.262	-0.2918	-0.5937*	-0.2194
Zn	-0.3729	-0.1300	0.1546	0.4720*	-0.0117	-0.0534	0.1368	-0.2847	0.0734	-0.070
Zr	-0.0105	-0.1191	0.5356*	-0.1654	-0.1952	-0.0488	-0.0464	0.3469	0.1860	0.5351*

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

** - SIGNIF. LE .001

* - SIGNIF. LE .01

Tabelle A 3 i : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die nicht metasomatisch

entstandenen Kummingtonit - Felse (KUF) (N = 34)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	LS	CO	CR	LCU	MD	NI	RB	SR	W	Y
S102	-0.5955**	-0.4383*	0.1530	-0.3714	0.1065	-0.5055*	0.1960	0.0541	-0.1213	-0.4184
T102	-0.1447	-0.3275	0.3906	-0.5677**	0.9288**	-0.1480	-0.3274	-0.4107	0.9735**	0.7438**
AL203	-0.1979	-0.1504	-0.3104	0.2005	-0.3886	0.3150	0.3800	0.5975**	-0.4008	-0.3671
FE6	0.4712*	0.1021	-0.0121	0.3762	-0.0754	0.3576	-0.2184	-0.3745	0.2351	0.3346
MNO	-0.1154	-0.1952	0.4010	-0.2340	0.4333	-0.2017	-0.2537	-0.3574	0.5629**	0.5548*
MGO	-0.0890	-0.2299	-0.1893	-0.3792	0.1283	0.3128	0.0379	-0.2682	0.1553	0.2728
CAO	0.3282	0.4136	-0.2519	0.2585	-0.2375	0.0392	-0.3071	0.3591	-0.1674	0.2262
LNA20	-0.4259	-0.2308	0.0207	-0.1244	-0.0747	-0.1618	0.2810	0.6920*	-0.1866	-0.2918
K2O	-0.2376	-0.1687	-0.0219	0.0422	-0.3857	0.0303	0.6612**	0.1036	-0.4652	-0.5837**
P2O5	-0.2218	-0.0083	-0.3909	-0.0793	-0.0852	0.0301	0.1061	-0.0439	-0.2116	-0.2194
LS	1.0000	0.5371*	0.1557	0.4920*	-0.2963	0.1229	-0.1885	-0.0205	-0.0706	0.1813
CO	0.5371*	1.0000	-0.2114	0.7354**	-0.4192	0.3452	-0.1829	0.0483	-0.3549	0.1666
CR	0.1557	-0.2114	1.0000	-0.2888	0.3181	-0.3049	0.0210	-0.2103	0.4315	0.3784
LCU	0.4920*	0.7354**	-0.2888	1.0000	-0.6759**	0.3463	0.0072	0.3670	-0.5688**	-0.2721
NI	-0.2963	-0.4192	0.3181	-0.6759**	1.0000	-0.1732	-0.3013	-0.4172	0.8752**	0.6253**
RB	0.1229	0.3452	-0.3049	0.3463	-0.1702	1.0000	-0.0151	0.1051	-0.1283	0.1010
SR	-0.1885	-0.1829	0.0210	0.0072	-0.3013	-0.0151	1.0000	0.0193	-0.3371	-0.5304*
W	-0.0205	0.4883	-0.2103	0.3670	0.4172	0.1051	0.0193	1.0000	-0.4158	-0.2956
Y	-0.0706	-0.3549	0.4315	-0.5688**	0.8752**	-0.1283	-0.3371	-0.4158	1.0000	0.7497**
ZN	0.1813	0.0166	0.3784	-0.2721	0.6253**	0.1010	-0.5304*	0.2956	0.7497**	1.0000
ZR	0.0271	0.4174	-0.2336	0.4642*	-0.1822	0.4350	0.2389	-0.0630	-0.1688	0.0459
ZR	-0.1676	0.0881	-0.2191	0.1139	-0.0620	0.0249	0.1825	0.4242	-0.2082	-0.2054

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 i : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die nicht metasomatisch

entstandenen Kummingtonit - Felse (KUF) (N = 34)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	ZN	ZR	
SI02	-0.3729	-0.0105	
TI02	-0.1300	-0.1191	
AL203	0.1546	0.5356*	
FE0	0.4720*	-0.1654	
MNO	-0.0117	-0.1952	
MGO	-0.0534	-0.0488	
CAO	0.1368	-0.0464	
LNA20	-0.2847	0.3169	
K2O	0.0734	0.1860	
P2O5	-0.0070	0.5351*	
LS	0.0271	-0.1676	
CO	0.4174	0.0881	
CR	-0.2336	-0.2191	
LCU	0.4642*	0.1139	
NB	-0.1822	-0.0620	
NI	0.4350	0.0249	
RB	0.2389	0.1825	
SR	-0.0630	0.4242	
V	-0.1688	-0.2082	
Y	0.0459	-0.2054	
ZN	1.0000	0.0963	
ZR	0.0963	1.0000	
* - SIGNIF. LE .001 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)			

Tabelle A 3 i : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die nicht metasomatisch entstandenen Kummingtonit - Felse (KUF) (N = 34)
 L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus
 Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	ST02	LT102	AL203	FEG	MNO	MGO	LCAO	MA20	K2O	P2O5
ST02	1.0000									
LT102	-0.8490**	1.0000								
AL203	-0.2075	-0.2253	1.0000							
FEG	-0.6966**	-0.6269**	-0.2954	1.0000						
MNO	-0.7339**	-0.8280**	0.0996	0.6176**	1.0000					
MGO	-0.8642**	-0.7700**	0.0996	0.6176**	1.0000					
LCAO	-0.4375*	-0.4375*	0.0996	0.6176**	1.0000					
MA20	-0.4375*	-0.4375*	0.0996	0.6176**	1.0000					
K2O	-0.4375*	-0.4375*	0.0996	0.6176**	1.0000					
P2O5	-0.5225**	-0.5225**	0.0996	0.6176**	1.0000					
SCHWEFEL	-0.1278	-0.2365	-0.1476	-0.0367	-0.2508					
CO	-0.0221	-0.2512	-0.3031	0.3525	-0.2523					
CR	-0.1946	0.0802	0.0989	-0.2095	0.0363					
LCU	-0.1358	-0.0199	-0.1561	0.3230	-0.0002					
LN8	-0.4733*	0.6352**	0.0339	0.3686	0.5514**					
NI	-0.4794*	0.3124	0.1252	0.0718	0.2425					
RB	0.0124	0.1036	0.4774*	-0.3488	-0.1323					
SR	0.2442	-0.1462	0.4175*	-0.6005**	-0.0815					
LV	-0.7746**	0.9606**	0.2655	0.5223**	0.7875**					
LY	-0.7746**	0.9606**	0.2655	0.5223**	0.7875**					
ZN	-0.2633	-0.1798	-0.1035	0.0567	-0.2120					
ZR	-0.1864	0.3830	0.3064	0.2937	0.2968					

* - SIGNIF. LE -01 ** - SIGNIF. LE -001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 j : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für alle granatführenden Gneise
(GGN, GGNM) (N = 39)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	SCHWEFEL	CO	CR	LCU	LNB	NI	RB	SR	LV	LY
SI02	-0.1278	-0.0221	-0.1946	-0.1358	-0.4373*	-0.4794*	0.0124	0.2442	-0.8672**	-0.7746**
LI102	-0.2305	-0.2312	-0.0802	-0.0199	-0.6352**	0.3124	0.1036	-0.1462	-0.9606**	-0.8545**
AL203	-0.1476	-0.3031	-0.0989	-0.1561	0.0339	0.1252	-0.4774*	-0.4175*	0.2655	0.0691
FE6	-0.0367	0.3525	-0.2095	0.4230	0.3686	0.0718	-0.3488	-0.6005**	0.5223**	0.6541**
MNO	-0.2508	-0.2523	-0.0363	-0.0002	0.5514**	0.2425	-0.1323	-0.0815	0.7875**	0.8325**
MGO	-0.0072	-0.2465	0.1681	-0.0698	0.4910*	0.3841	0.0937	-0.1250	0.8200**	0.6439**
LCAO	0.2066	-0.1114	0.3670	-0.2316	-0.0573	0.5682**	-0.1969	0.1594	0.3350	0.2678
NA2O	-0.3650	-0.5964**	-0.0431	-0.4252*	0.3076	-0.0572	0.2221	0.6497**	0.0679	0.1589
K2O	-0.1431	-0.2131	0.2997	-0.1089	0.0311	0.0612	0.9376**	0.1890	0.1366	-0.1428
P2O5	-0.3878	-0.3092	-0.2221	-0.2606	0.5254**	0.1719	0.1318	-0.0068	0.5688**	-0.7174**
SCHWEFEL	1.0000	0.4439*	0.3601	0.4033	-0.2269	0.3176	0.0384	-0.1138	-0.1360	-0.2194
CO	0.4439*	1.0000	0.0484	0.6403**	-0.4042	0.0879	-0.1574	-0.4651*	-0.2538	-0.1943
CR	0.3601	0.0484	1.0000	0.1408	-0.2716	0.7344**	0.1855	0.1259	0.2664	-0.0045
LCU	0.4033	0.6403**	0.1408	1.0000	-0.0509	0.2050	-0.0739	0.1868	-0.0018	-0.0841
LNB	-0.2259	-0.4042	-0.2716	-0.0509	1.0000	-0.0533	-0.0201	-0.0343	0.5615**	0.6582**
NI	0.3176	0.0879	0.7344**	0.2050	-0.0533	1.0000	0.0225	0.0297	0.4579*	0.3659
RB	-0.0384	-0.1574	0.1855	-0.0739	-0.0201	0.0225	1.0000	0.2011	0.1010	-0.1722
SR	-0.1138	-0.4651*	0.1259	-0.1868	-0.0343	0.0297	0.2011	1.0000	-0.0947	-0.1664
LV	-0.1360	-0.2538	0.2664	-0.0018	0.5615**	0.3659	0.1010	-0.0947	1.0000	0.8119**
LY	-0.2194	-0.1943	-0.0045	-0.0841	0.6582**	0.3659	-0.1722	-0.1664	0.8119**	1.0000
ZN	0.0557	0.4154*	-0.0352	0.4667*	-0.1471	-0.2780	0.0095	0.0195	-0.2749	-0.2917
ZR	-0.4984*	-0.1769	-0.5404**	-0.2071	0.3384	-0.2248	0.0375	-0.1235	0.2013	0.4371*

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 j : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für alle granatführenden Gneise

(GGN, GGNM) (N = 39)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	ZN	ZR	
SI02	0.2633	-0.1864	
LI102	-0.1798	0.3830	
AL203	-0.1035	0.3067	
FE3	0.0567	0.5937	
MNO	-0.2120	0.2968	
MGO	-0.4171*	0.1344	
LCAO	-0.5291**	-0.1911	
NA2O	-0.1121	0.1495	
K2O	-0.0528	-0.0592	
P2O5	-0.2854	0.7892**	
SCHWEFEL	0.0357	-0.1986*	
CO	0.4134*	-0.1767	
CR	-0.0352	-0.5604**	
LCU	0.4667*	-0.2011	
LNb	-0.1471	0.3264	
NI	-0.2780	-0.2598	
RB	0.0093	0.0375	
SR	-0.0193	-0.1215	
LV	-0.2747	0.2913	
LY	-0.2917	0.0911*	
ZN	1.0000	0.0534	
ZR	0.0534	1.0000	
* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)			

Tabelle A 3 j : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für alle granatführenden Gneise

(GGN, GGNM) (N = 39)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	SiO2	LT102	AL203	FE6	MNO	MGO	CAO	MA20	K20	P205
SiO2	1.0000									
LT102	-0.8039**	1.0000	-0.2543	-0.9003**	-0.7800**	-0.7903**	-0.5191	0.4420	0.3412	-0.5506
AL203	-0.2543	0.3874	1.0000	0.6827*	0.8515**	0.6974	0.2314	-0.2968	-0.0793	-0.6086**
FE6	-0.9003**	0.6827*	-0.0050	1.0000	0.7955**	0.5292	-0.4956	-0.0668	-0.5115	0.5500**
MNO	-0.7800**	0.8515**	0.0829	0.7955**	1.0000	0.5545	0.3313	-0.3162	-0.4008	0.5790
MGO	-0.7903**	0.6974*	0.2180	0.5292	0.5545	1.0000	0.6403*	-0.2561	-0.3119	0.4671
CAO	-0.5191	0.2314	-0.1968	0.3954	0.3313	0.6403*	1.0000	-0.0663	-0.6056*	0.1111
MA20	-0.4420	-0.2968	0.0668	-0.6467*	-0.3162	-0.2561	-0.0663	1.0000	0.4187	-0.0572
K20	0.3412	-0.0793	0.4711	-0.5115	-0.4008	-0.3119	-0.6056*	0.4187	1.0000	0.3089
P205	-0.5506	0.6086*	0.8300**	0.2592	0.2790	0.5671	0.1111	-0.0572	0.3089	1.0000
SCHWEFEL	-0.0727	-0.3208	-0.2327	0.0120	-0.1743	-0.0216	0.1011	0.1305	-0.0495	-0.2384
CO	-0.3798	0.0080	-0.0870	0.5443	0.0289	0.0066	0.0811	-0.5883	-0.1976	0.0023
CR	0.0202	0.0620	-0.3723	0.0392	0.0008	0.2223	0.3021	-0.2933	-0.4280	-0.2501
LCU	-0.3355	0.3034	-0.1743	0.5546	0.0643	0.0620	0.0665	-0.6361*	-0.2187	-0.0557
MB	-0.3568	0.3741	-0.1017	0.2247	0.4907	0.4945	0.2439	0.2937	-0.2253	0.0666
NJ	-0.4108	0.1402	-0.0925	0.3956	-0.0047	0.3868	0.4966	-0.2956	-0.3630	0.1963
R8	0.2072	0.0434	0.4742	-0.3298	-0.3298	-0.2733	-0.5431	0.2025	0.9270**	0.3381
SR	0.6849	-0.5477	0.0907	-0.7189**	-0.4643	-0.4381	-0.0427	0.6508*	0.1370	-0.3747
LV	-0.7759**	0.9827**	0.3832	0.6162*	0.8166**	0.7594**	0.2798	-0.2838	-0.0940	0.6255*
Y	-0.8863**	0.9027**	0.1907	0.8020**	0.8923**	0.7594**	0.3904	-0.3199	-0.5419	0.4612
ZN	0.1147	0.0377	-0.1233	0.1289	-0.0011	-0.3660	-0.4957	-0.2991	0.0905	-0.2255
ZR	-0.2729	0.3889	0.8790**	0.1480	0.1152	0.0687	-0.2364	-0.1317	0.4164	0.8093**

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 k : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die metasomatisch entstandenen granatführenden Gneise (GGNM) (N = 18)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	SCHWEFEL	CO	CR	LCU	NB	NI	RB	SR	LV	Y
S102	-0.0727	-0.3798	0.0202	-0.3355	-0.3568	-0.4108	0.2072	0.6849	-0.7750**	-0.8861**
L1102	-0.3208	0.0080	0.0304	0.3741	0.1402	0.1402	0.0434	-0.5477	-0.9827**	0.9027**
AL203	-0.2327	-0.0870	-0.3723	-0.1743	-0.1017	-0.0925	0.4742	-0.0907	0.3832	0.1907
FE3	0.0120	0.5443	0.0392	0.5546	0.2247	0.5956	-0.3283	-0.7189**	0.6162*	0.8020**
MNO	-0.1743	0.0289	-0.0008	0.0643	0.4907	-0.0047	-0.3298	-0.4643	0.8166**	0.8923**
MGO	-0.0216	0.0066	0.2223	-0.0620	0.4945	0.3868	-0.2703	-0.4381	0.7594**	0.7594**
CAO	0.1011	0.0811	0.3021	0.0665	0.2439	0.4966	-0.5431	-0.0427	0.2798	0.3904
NA2O	0.1305	-0.3683	-0.2933	-0.6361*	0.2937	-0.2956	0.2025	0.6508*	-0.2838	-0.3199
K2O	0.0495	-0.1976	-0.4280	-0.2187	-0.2293	-0.3630	0.9270**	0.1370	-0.0940	-0.3419
P2O5	-0.2384	0.0023	-0.2501	-0.0557	0.0666	0.1963	0.3381	-0.3747	0.6253*	0.4612
SCHWEFEL	1.0000	0.2419	0.2572	0.0890	0.1591	0.0202	-0.0260	-0.1638	-0.3164	-0.0940
CO	0.2419	1.0000	0.1449	0.8205**	0.3996	0.5282	-0.0005	-0.4934	-0.0462	0.0685
CR	-0.2572	0.1449	1.0000	0.0302	-0.2286	0.4062	-0.2229	-0.0655	0.1472	0.0250
LCU	0.0890	0.8205**	0.0302	1.0000	0.3799	0.4249	-0.0030	-0.5131	-0.0672	0.0427
NI	0.1591	-0.3996	-0.2286	-0.3799	1.0000	-0.2101	-0.4151	-0.0627	0.3822	0.5974*
NB	0.0202	0.5282	0.4062	0.4249	-0.2101	1.0000	-0.1687	-0.3512	0.1405	0.1846
RB	-0.0260	-0.0005	-0.2229	-0.0030	-0.4151	-0.1687	1.0000	-0.0482	-0.1006	-0.2597
SR	-0.1638	-0.4954	-0.0655	-0.5151	-0.0627	-0.5512	-0.0482	1.0000	-0.5305	0.8913**
LV	-0.3164	-0.0462	0.1472	-0.0672	0.3822	0.1405	-0.0106	-0.5894	0.8913**	1.0000
Y	-0.0940	0.0685	0.0250	0.0427	0.5974*	0.1846	-0.2597	-0.1899	-0.0668	-0.1060
ZN	-0.2414	0.4649	0.1611	0.4520	-0.2722	-0.0958	0.1899	-0.1224	-0.0668	-0.1060
ZR	-0.3928	0.1726	-0.2737	0.0831	-0.3498	0.0580	0.5009	-0.2229	0.3623	0.1585

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 k : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die metasomatisch entstandenen granatführenden Gneise (GGNM) (N = 18)
 L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus
 Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	ZN	ZR	
SiO2	0.1147	-0.2729	
LTIO2	0.0037	0.3889	
AL2O3	-0.1233	0.8790**	
FE	0.1289	0.1480	
MNO	-0.0011	0.1152	
MGO	-0.3660	0.0887	
CAO	-0.4957	-0.2384	
MAZO	-0.2991	-0.1317	
K2O	0.0905	0.4164	
P2O5	-0.2255	0.8093**	
SCHWEFEL	-0.2414	-0.3928	
CO	0.4849	0.1726	
CR	0.1611	-0.2737	
LCU	0.4520	-0.0831	
NB	-0.2722	-0.3498	
NI	-0.0958	0.0580	
RB	0.1999	0.5009	
SR	-0.1224	-0.2259	
LV	-0.0668	0.3623	
T	-0.1060	0.1585	
ZN	0.0000	0.1413	
ZR	0.1413	1.0000	
	* - SIGNIF. LE .01	** - SIGNIF. LE .001	(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 k : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die metasomatisch ent-

standenen granatführenden Gneise (GGNM) (N = 18)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	SI02	LT102	AL203	FE0	MNO	MGO	CAO	MA2O	K2O	P2O5
SI02	1.0000									
LT102	-0.8870**	1.0000	-0.1646	-0.6042*	-0.6975**	-0.9124**	-0.3110	-0.0340	-0.2491	-0.5111
AL203	-0.8870**	0.0957	1.0000	0.7286**	0.8169**	0.8167**	0.0276	0.2437	0.1626	0.6797**
FE0	-0.6042*	-0.0957	1.0000	1.0000	0.9946	0.9946	0.3361	0.2978	0.3627	0.2348
MNO	-0.6975**	0.7286**	0.8169**	1.0000	1.0000	0.6088*	0.4736	-0.0571	-0.0911	0.4440
MGO	-0.9124**	0.8169**	0.8167**	0.6088*	1.0000	1.0000	0.0218	0.3771	-0.0390	0.6487*
CAO	-0.3110	-0.0276	0.3361	-0.4736	0.4736	0.4736	1.0000	0.0793	0.3606	0.5056
MA2O	-0.0340	0.2437	0.2978	-0.0571	0.0571	0.0571	0.2039	-0.0576	-0.2208	-0.0339
K2O	-0.2491	0.1626	0.3627	-0.0911	0.0911	0.0911	-0.0576	1.0000	0.0810	0.4693
P2O5	-0.5111	0.6797**	0.2348	0.4440	0.6487*	0.3806	-0.2208	-0.0810	1.0000	0.0914
SCHWEFEL	-0.1731	-0.1879	-0.1182	-0.0872	-0.2997	-0.0031	-0.0339	0.6693	0.1970	1.0000
CO	0.3066	-0.4783	0.5081	0.1284	-0.5046	-0.4610	0.0790	-0.5954*	0.1970	-0.4557
CR	-0.3282	0.0533	0.1586	-0.1328	-0.0158	0.1660	0.5510*	-0.2826	0.2483	-0.3599
LCU	-0.1092	-0.0062	-0.1300	0.1392	0.0166	-0.0709	-0.0275	-0.2888	0.0697	-0.2899
LMB	-0.3776	0.1817	0.0504	0.6722**	0.6182*	0.5271	-0.3273	0.3442	0.0652	0.7256**
NI	-0.3793*	0.3817	0.1542	0.1015	0.3181	0.4044	0.6733**	-0.1370	0.0247	0.1407
RB	-0.1182	0.0158	0.1442	-0.2170	-0.0760	0.2767	-0.2602	0.0515	0.9466**	-0.0381
LSR	-0.0932	0.0442	0.2344	0.5913*	0.0639	-0.0001	0.2901	0.5726*	0.1268	0.1267
LV	-0.9586**	0.9470**	0.1744	0.7655**	0.8601**	0.8601**	0.2688	0.1885	0.1993	0.5348
LY	-0.7311**	0.8421**	-0.0093	0.6940**	0.8425**	0.6121*	0.0813	0.3329	-0.1039	0.8177**
ZN	-0.3292	-0.2980	-0.1199	-0.0030	-0.3315	-0.4420	-0.3904	-0.0510	-0.1046	-0.2592
ZR	-0.1401	0.3669	0.0309	0.4443	0.4011	0.1548	-0.3782	0.2701	-0.2214	0.7936**

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 1 : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die nicht metasomatisch entstandenen granatführenden Gneise (GGN) (N = 21)
L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H₂O auf 100 % normiert

	SCHWEFEL	CO	CR	LCU	LNB	NI	RB	LSR	LV	LY
SI02	-0.1751	0.3066	-0.3282	-0.1092	-0.5376	-0.5795*	-0.1182	-0.0052	-0.9368**	-0.7551**
LI102	-0.1879	0.4783	0.0335	-0.0068	-0.7692**	0.1817	0.0958	0.0362	0.9470**	-0.8621**
AL203	-0.1182	-0.5001	0.1586	-0.1300	-0.5056	0.1512	-0.4442	0.7334**	0.1744	-0.0093
FE	-0.0872	-0.0284	-0.1228	0.1392	0.6722**	0.1015	-0.5440	-0.4862	0.5913*	0.6960**
MNO	-0.2997	-0.5046	-0.0158	-0.0709	0.6182*	0.1181	-0.0760	-0.6637	0.7653**	0.8425**
MGO	-0.0031	-0.4610	0.1660	0.0709	0.5271	0.4064	0.2767	-0.0637	0.8601**	0.6121*
CAO	0.3476	-0.0790	0.5510*	-0.0275	0.3273	0.6733**	-0.2602	0.2901	0.5726*	0.0813
NA2O	-0.5954*	-0.5865*	-0.2826	-0.2888	0.3442	-0.1370	0.0515	0.5788	0.1886	0.3329
K2O	0.1970	-0.0906	0.2483	0.0697	0.0652	0.0227	0.0515	0.0788	0.1993	-0.1039
P2O5	-0.4557	-0.5230	-0.3599	-0.2889	0.7569**	0.1407	-0.0381	0.1267	0.9348	-0.2177**
SCHWEFEL	1.0000	0.6379*	0.5784*	0.5118	-0.3569**	0.1407	-0.0381	0.1267	0.9348	-0.2177**
CO	0.6379*	1.0000	0.2487	0.6150*	-0.3034	0.0459	-0.0765	-0.0790	0.6172	-0.5692
CR	0.5784*	0.2487	1.0000	0.3767	-0.3247	0.7751**	-0.1062	-0.4213	0.1729	-0.5692
LCU	0.5118	0.6150*	0.3767	1.0000	0.1102	0.2711	0.0447	-0.0379	0.2987	-0.1117
LNB	-0.3569	-0.3034	-0.3247	0.1102	1.0000	0.0431	0.1007	-0.0551	0.6268	-0.1117
NI	0.4006	0.0449	0.7751**	0.2711	0.0431	1.0000	-0.0333	0.0116	0.5326*	0.4205
RB	0.0765	-0.1466	0.1062	0.0447	0.1007	-0.0333	1.0000	0.2183	0.1096	-0.1584
LSR	-0.0790	-0.4213	0.0130	-0.0379	-0.0551	-0.0333	0.2183	1.0000	0.0800	-0.0841
LV	-0.4058	-0.4176	0.2987	0.0628	0.6326*	0.5702*	0.1094	-0.0800	1.0000	0.7091**
LY	-0.2732	-0.3996	-0.0132	-0.1117	0.7245**	0.4205	-0.1584	-0.0481	0.7991**	1.0000
ZN	0.1685	0.4287	-0.0776	0.4999	-0.0829	-0.3286	-0.0670	0.1394	-0.3818	-0.3565
ZR	-0.5377	-0.6349	-0.6972**	-0.2933	0.5973*	-0.2926	-0.1593	-0.0351	0.1289	0.5159

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 1 : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die nicht metasomatisch entstandenen granatführenden Gneise (GGN) (N = 21)
 L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus
 Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	ZN	ZR
SI02	0.3292	-0.1401
LI02	-0.2790	0.3869
AL203	-0.1199	0.0309
FE0	-0.0030	0.4443
MNO	-0.3315	0.4011
MGO	-0.4420	0.1548
CA0	-0.3904	-0.3782
NA2O	-0.0510	0.2701
K2O	-0.1046	-0.2214
P2O5	-0.2592	0.7936**
SCHWEFEL	0.1685	-0.5377
CO	0.4287	-0.4349
CR	-0.0776	-0.6972**
LCU	0.4999	-0.2933
LNB	-0.0829	0.5973*
NI	-0.3286	-0.2926
RB	-0.0670	-0.1393
LSR	0.1394	-0.0351
LV	-0.3818	0.1289
LY	-0.3565	0.5159
ZN	1.0000	0.0212
ZR	0.0212	1.0000

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 I : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die nicht metasomatisch entstandenen granatführenden Gneise (GGN) (N = 21)
 L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus
 Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	S102	T102	AL203	FE ₂ O ₃	MNO	H ₂ O	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
S102	1.0000									
T102	-0.8275**	1.0000								
AL203	-0.8275**	-0.2133	1.0000							
FE ₂ O ₃	-0.8672**	-0.2133	-0.8244**	1.0000						
MNO	-0.3317	0.7018*	-0.1943	-0.4207	1.0000					
H ₂ O	-0.8560**	0.8739**	-0.1943	-0.4207	1.0000					
CaO	-0.4537	0.3458	0.7581*	-0.0070	0.6943*	1.0000				
Na ₂ O	-0.8241**	-0.7496*	0.1274	-0.7958*	-0.4984	-0.8632**	1.0000			
K ₂ O	-0.7784	0.3912	0.1436	0.6623	-0.1268	0.3646	0.2411	1.0000		
P ₂ O ₅	-0.6648	0.7582*	-0.4041	0.7918*	0.5684	0.6453	0.0152	-0.6895*	1.0000	
SCHWEFEL	-0.8638**	0.6094	-0.2502	0.9156**	0.0082	0.3717	0.0157	-0.7139*	0.4315	1.0000
CO	-0.8758**	0.6606	-0.2272	0.9267**	0.0157	0.5521	0.0205	-0.6560	0.7893*	0.6189
CR	-0.2952	0.1804	0.8251**	-0.1791	0.2502	0.4498	0.9683**	-0.1439	0.1031	-0.1746
CU	-0.9600**	0.7558*	-0.4175	0.9721**	0.2745	0.6930	0.0162	-0.8055**	0.7140*	0.7325*
NI	-0.5903*	0.7962*	-0.3231	0.8623**	0.2909	0.6004	0.0303	-0.6087	0.5306	0.8375**
N1	-0.5973	0.4693	0.6635	0.1638	0.4103	0.7373*	0.9682**	-0.6713	0.3734	0.0946
R8	-0.7167	-0.3357	-0.3507	-0.1352	-0.1352	0.4771	-0.0243	-0.7005*	-0.4441	-0.4795
SR	0.5118	0.6931*	0.5107	0.1352	0.1352	-0.6133	0.0142	0.7520*	-0.4703	-0.4795
Y	-0.8121**	-0.6931*	0.5107	-0.5846**	0.7551	0.9133*	0.7423*	0.3913	0.3309	0.8455**
ZN	-0.9133*	0.4986*	-0.2518	0.3853	0.9731*	0.8930**	0.3532	-0.6927*	-0.1145	0.3740
ZR	-0.2752	0.2752	-0.1155	0.2752	0.0073**	0.2663	0.6663	-0.4787	0.0704	0.1699
	-0.2752	-0.2569	-0.6631	0.1168	-0.3302	-0.4073	-0.8518**	0.0492		

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 m : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die sterilen Gneise

(GN) (N = 13)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	SCHWEFEL	CO	CR	CU	NB	NI	RB	SR	V	Y
SI02	-0.8638**	-0.8758**	-0.2952	-0.8600**	-0.7903*	-0.5973	-0.7187*	0.6747	-0.8153**	-0.7653*
TI02	0.6094	0.6606	0.1804	0.7558*	0.7962*	0.4693	0.3769	-0.6833	0.8793**	0.9498**
AL2O3	-0.2502	-0.2272	0.8251**	-0.4175	-0.3231	0.6635	-0.1567	0.5110	0.2248	-0.2158
FE	0.9156**	-0.9267**	-0.1791	0.9721**	0.8823**	0.1658	0.7352*	-0.8446**	0.5845	0.7658*
MNO	0.0082	0.0147	0.2502	0.2745	0.2909	0.4103	-0.1524	-0.4025	0.6751	0.7973*
MGO	0.5717	0.5521	0.4498	0.6930*	0.6004	0.7375*	0.4771	0.6113	0.9238**	0.8750**
CAO	0.0157	0.0205	0.9683**	0.0162	0.0303	0.9682**	-0.0243	0.0112	0.7423*	0.3552
NA2O	-0.7139*	-0.6560	-0.1439	-0.8055**	-0.6087	-0.4713	-0.7005*	0.7520*	-0.6925*	-0.7647*
K2O	0.8418**	0.7893*	0.1031	0.7140*	0.5506	0.3734	0.9434**	-0.4441	0.3913	0.3509
P2O5	0.6189	0.6390	-0.1746	0.7325*	0.8315**	0.0946	0.4795	-0.6703	0.5286	0.8445**
SCHWEFEL	1.0000	0.9784**	-0.1305	0.9490**	0.7752*	0.1821	0.8902**	-0.7424*	0.4447	0.5188
CO	0.9784**	1.0000	-0.1210	0.9211**	0.8517**	0.1769	0.8221**	-0.6989*	0.4963	0.5603
CR	-0.1305	-0.1210	1.0000	-0.1475	-0.1374	0.9244**	-0.1606	0.1214	0.6170	0.1877
CU	0.9490**	0.9211**	-0.1475	1.0000	0.8116**	0.1961	0.8040**	-0.8839**	0.5483	0.6956*
NB	0.7752*	0.8517**	-0.1374	0.8116**	1.0000	0.1345	0.6015	-0.6750	0.5681	0.7768*
NI	0.1821	0.1769	0.9244**	0.1961	0.1345	1.0000	0.1350	-0.1572	0.8217**	0.4647
RB	0.8902**	0.8221**	-0.1606	0.8040**	0.6015	0.1350	1.0000	-0.5902	0.2462	0.3358
SR	-0.7424*	-0.6989*	0.1214	-0.8839**	-0.6750	-0.1572	-0.5902	1.0000	-0.4820	-0.6937**
V	0.4447	0.4863	0.6170	0.5483	0.5681	0.8217**	0.2462	-0.4820	1.0000	0.8467**
Y	0.5188	0.5603	0.1877	0.6956*	0.7768*	0.4647	0.3358	-0.6937**	0.8467**	1.0000
ZN	0.0846	0.1061	0.0261	0.3615	0.3885	0.2250	-0.0562	-0.3263	0.5342	0.7960*
ZR	0.1346	0.0887	-0.8739**	0.1223	0.1104	-0.8179**	0.3222	-0.1590	-0.6316	-0.2175

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 m : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die sterilen Gneise

(GN) (N = 13)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	ZN	ZR	
ST02	-0.3031	0.2722	
T102	-0.6755	-0.2569	
AL203	-0.4155	-0.6631	
FE3	0.4279	0.1168	
MNO	0.9073**	-0.3602	
MGO	0.5989	-0.4073	
CAO	0.1265	-0.8518**	
NA2O	-0.4787	0.0492	
K2O	-0.1145	0.0704	
P2O5	0.5740	0.1699	
SCHWEFEL	0.0846	0.1346	
CO	0.1061	0.0887	
CR	0.0261	-0.8739**	
CU	0.3615	0.1223	
NB	0.3885	0.1104	
NI	0.2250	-0.8179**	
RB	-0.0562	0.3222	
SR	-0.5263	-0.1390	
V	0.5542	-0.6316	
Y	0.7960*	-0.2175	
ZN	1.0000	-0.1631	
ZR	-0.1631	1.0000	

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 m : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die sterilen Gneise

(GN) (N = 13)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	SI02	TI02	AL203	FE3	MNO	MGO	CAO	MA2O	K2O	P2O5
SI02	1.0000	-0.2886	-0.1305	-0.6782*	-0.7035*	-0.2337	-0.6226	0.0806	0.0395	-0.2525
TI02	-0.2886	1.0000	-0.2598	0.0280	0.0828	0.3517	-0.0009	-0.3618	0.2229	-0.6960*
AL203	-0.1305	-0.2598	1.0000	-0.1362	0.3437	-0.2831	0.3334	-0.6550	0.3705	-0.6096
FE3	-0.6782*	0.0280	-0.1362	1.0000	0.3445	-0.2187	0.1769	0.0943	-0.4190	-0.0500
MNO	-0.7035*	0.0828	0.3437	0.3445	1.0000	0.1392	0.8197**	0.1950	-0.1274	0.1337
MGO	-0.2337	-0.3517	-0.2831	-0.2187	0.1392	1.0000	0.1391	-0.4222	0.1840	-0.3461
CAO	-0.6226	-0.0009	0.3334	0.1769	0.8197**	0.1391	1.0000	0.0135	-0.1343	0.0618
MA2O	0.0806	-0.3618	0.6550	0.0943	0.1950	-0.4222	0.0135	1.0000	0.0083	-0.3913
K2O	0.0395	0.2229	0.3705	-0.4160	0.1274	0.1840	-0.1343	0.0183	1.0000	0.3913
P2O5	-0.2525	0.6960*	-0.2034	-0.0590	0.1537	0.3661	0.0608	-0.3633	0.2793	1.0000
SCHWEFEL	-0.2612	0.3678	-0.5717	-0.0369	-0.0840	0.3554	0.0395	-0.6012**	-0.0176	0.4093
CO	-0.4207	-0.1607	0.0477	0.6878*	0.3670	-0.6068	0.3814	0.0666	0.3861	-0.0786
CR	0.2578	-0.0741	0.0206	-0.4636	-0.2445	0.4453	0.1531	-0.0271	0.1209	-0.0586
CU	-0.1291	-0.2158	0.3330	-0.1440	0.3802	-0.0620	0.2872	0.0415	-0.611	-0.0860
NB	-0.1680	0.7921**	-0.0929	-0.1423	0.0836	0.3296	-0.2766	-0.1825	0.2960	-0.9940*
NI	-0.3638	-0.3973	0.2511	0.7628*	0.3773	-0.3784	0.4336	0.3816	-0.360	0.9940*
AB	-0.0157	0.3011	0.2631	-0.2990	-0.0371	-0.2351	-0.616	0.1143	0.6073**	0.0021
SR	-0.4918	0.7741*	0.2240	-0.1110	0.2608	-0.3017	0.2222	-0.6431	0.3616	-0.5835
V	-0.2888	0.9612**	-0.3220	-0.0104	0.1538	0.4866	0.0782	-0.5732	0.3311	-0.5628
Y	-0.4479	0.8523**	-0.2090	0.4079	0.1902	0.1819	-0.0360	-0.0271	-0.311	0.5628
ZN	-0.2678	0.0688	0.3510	-0.2566	0.6474	0.2020	0.3666	-0.0204	-0.0798	0.1307
ZR	-0.4293	0.4631	0.1935	0.4640	0.2538	-0.0365	-0.1430	0.3838	0.5331	0.3016

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 n : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die cordierithaltigen

Gneise (CGN) (N = 14)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	SCHWEFEL	CO	CR	CU	NB	NI	NB	SN	V	Y
S102	-0.2612	-0.4207	-0.2578	-0.1291	-0.1680	-0.5838	-0.0157	0.1035	-0.2648	-0.4479
T102	-0.3678	-0.1607	-0.0741	-0.2158	-0.7921**	-0.5973	0.3011	-0.6918	0.9612**	-0.8323**
AL203	-0.5717	0.0477	-0.0206	0.3330	-0.0929	0.2511	0.2631	0.7741*	-0.3220	-0.2090
FE6	-0.0569	0.6878*	-0.4636	-0.1440	-0.1423	0.7628*	-0.2590	-0.1110	-0.1004	0.4079
MNO	-0.0840	0.3670	-0.2445	0.3802	-0.0856	0.3775	-0.0371	0.2608	0.1338	0.1902
MGO	0.3564	-0.6068	-0.4435	-0.6020	0.3596	-0.3784	-0.2351	-0.5017	0.4866	0.1819
CAO	0.0595	0.3814	0.1531	0.2872	-0.2726	0.4356	-0.1616	0.2222	0.0782	-0.0360
NA2O	-0.8012**	0.0666	-0.0271	0.0415	-0.1825	0.3816	0.1143	0.6431	-0.3732	-0.0211
K2O	-0.0176	-0.3841	0.1209	-0.1611	0.5865	-0.2790	0.9073**	0.1311	-0.0466	0.5674
P2O5	0.4093	-0.1676	-0.0586	-0.1949	0.6960*	-0.2959	0.4024	-0.3835	0.6028	0.5674
SCHWEFEL	1.0000	-0.0955	-0.0361	-0.0083	0.3673	-0.2138	0.0249	-0.7073*	0.3888	0.1626
CO	-0.0955	1.0000	-0.5045	0.2341	-0.4269	0.7126*	-0.4784	0.0208	-0.2455	-0.0145
CR	-0.0361	0.5045	1.0000	-0.3811	0.1066	-0.1579	0.0893	0.1165	0.0837	-0.2017
CU	-0.0083	0.2341	-0.3811	1.0000	-0.2763	-0.0195	-0.3715	-0.0272	-0.3297	-0.3324
NI	0.3673	-0.5045	-0.1066	-0.2763	1.0000	0.4240	0.7222*	-0.2978	0.7257*	-0.6857*
NI	-0.2138	0.7126*	-0.1579	-0.0195	-0.4240	-0.2537	1.0000	0.3318	-0.4048	-0.0312
RB	0.0249	-0.4784	0.0893	-0.3715	0.7222*	-0.2469	0.3318	1.0000	0.2448	0.1871
SR	-0.7073*	0.0208	0.1165	-0.0272	-0.2978	-0.4048	0.2469	-0.5049	-0.5049	-0.4146
V	0.3888	-0.2453	-0.0837	-0.2329	0.7257*	-0.0312	0.1871	-0.4146	1.0000	0.8118**
Y	0.1626	-0.0145	-0.2017	-0.3324	0.6857*	-0.1664	-0.1773	0.0026	0.0938	-0.0990
ZN	0.0914	0.0439	-0.1950	0.8459**	-0.0650	0.1856	0.5111	0.0952	0.3650	0.7008*
ZR	-0.2253	0.0807	-0.4843	-0.2044	0.6090	0.1856	0.5111	0.0952	0.3650	0.7008*

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 n : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die cordierithaltigen

Gneise (CGN) (N = 14)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	ZN	ZR
S102	-0.2678	-0.4293
T102	0.0688	0.4631
AL203	0.3510	0.1935
FE6	-0.2566	0.4640
MNO	0.6474	0.2538
MGO	0.2020	-0.0565
CAO	0.5626	-0.1430
NA2O	-0.0204	0.3838
K2O	-0.0798	0.3331
P2O5	0.1307	0.3016
SCHWEFEL	0.0914	-0.2253
CO	0.0439	0.0807
CR	-0.1950	-0.4843
CU	0.8459**	-0.2044
NB	-0.0650	0.6090
NI	-0.1664	0.1856
RB	-0.1773	0.5111
SR	0.0026	0.0952
V	0.0938	0.3650
II	-0.0990	0.7008*
ZN	1.0000	-0.1442
ZR	-0.1442	1.0000

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 n : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die cordierithaltigen

Gneise (CGN) (N = 14)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	S102	LT102	AL203	FE8	MNO	MGO	CAO	MA20	K2O	P2O5
S102	1.0000									
LT102	0.0116	-0.0116	-0.0895	-0.4110	-0.2243	-0.7045**	-0.6827**	0.4532	-0.2977	0.2856
AL203	0.0116	1.0000	0.2348	-0.1072	-0.0690	0.0892	-0.1921	0.2352	0.1934	0.1214
FE8	-0.0895	-0.2348	1.0000	-0.7261**	-0.3434	0.2639	0.1466	0.0620	0.7138**	-0.6408**
MNO	-0.4110	-0.1072	-0.7261**	1.0000	0.4006	-0.0154	-0.0771	-0.1657	-0.4103	0.5218*
MGO	-0.2243	-0.0690	-0.3434	0.4006	1.0000	0.2027	0.1571	-0.1478	0.4278	-0.2278
CAO	-0.7045**	-0.0892	0.2639	-0.0154	0.2027	1.0000	0.6575**	-0.5502*	0.3884	-0.3510
MA20	-0.6827**	-0.1921	0.1466	-0.0771	-0.1657	0.6575**	1.0000	-0.5545*	0.1366	-0.4037
K2O	-0.4532	0.2352	0.0620	-0.1657	-0.1478	-0.5502*	-0.5545*	1.0000	1.0000	0.0749
P2O5	-0.2856	0.1214	0.7138**	-0.4103	-0.2243	0.5218	0.3884	0.1366	-0.5260*	0.2856
SCHWEFEL	-0.3869	-0.1870	-0.6408**	0.5218	0.2278	-0.3510	-0.4037	0.0749	1.0000	1.0000
CO	-0.2138	-0.2031	-0.2851	0.3148	0.0459	-0.0415	0.1693	-0.0853	-0.1806	-0.1781
CR	-0.8029*	-0.2031	-0.5970**	-0.8104**	0.4653*	-0.2638	-0.2489	-0.0879	0.4653*	0.4516
CU	-0.2614	-0.0840	0.7176**	-0.4470	-0.1614	0.4751*	-0.5928**	-0.2870	-0.6290**	-0.7277**
NI	-0.2439	-0.2189	-0.5995	0.5482*	0.2668	-0.0958	-0.0655	-0.0818	0.2851	0.2851
MB	-0.5735**	-0.2779	-0.1867	0.1280	-0.1643	-0.2271	-0.3490	0.2720	0.1300	0.5508
NI	-0.2135	0.2031	0.2031	-0.2072	0.0982	0.3577	0.3911	-0.2480	0.2815	-0.2815
RB	-0.2032	0.4161	0.5255*	-0.1812	-0.2299	0.2264	-0.0631	0.7557**	-0.3105	-0.3105
SR	-0.5314	-0.2846	0.6349**	-0.3700*	0.1795	0.4434	0.4580	0.0305	0.6377**	-0.6377**
V	-0.5245	0.3402*	0.7549**	-0.3716	-0.0389	0.1795	0.3740	-0.0443	0.6577**	-0.6577**
Y	-0.0984	0.6319**	-0.1437	0.1606	0.2142	-0.4581	-0.3513	0.1516	0.4343	0.4343
LZN	-0.0984	0.0030	-0.2031*	0.6453**	0.1452	-0.2250	-0.3495	0.1403	0.6359	0.6359
ZR	0.5377*	0.5369	-0.5021*	0.2091	0.0395	-0.4282	-0.5936**	0.2493	-0.4656*	0.6706**

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 o : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die skarnlagenhaltigen

Gneise (SKGN) (N = 30)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	SCHWEFEL	CO	CR	CU	NB	NI	RB	SR	V	Y
SI02	-0.3869	-0.2138	-0.4829*	-0.2414	0.2439	-0.5733**	-0.2135	-0.2052	-0.4514	0.2245
LI102	-0.3870	-0.2031	-0.0640*	-0.5189	0.7218**	-0.2979	0.4161	-0.2846	-0.5402*	0.6519**
AL2O3	-0.6851	-0.3970**	0.7176**	-0.5095	-0.1817	0.2031	0.5255*	0.6349**	-0.7391**	-0.1437
FE	0.3146	0.8104**	-0.4470	0.2882*	-0.1260	0.2072	-0.1812	-0.5570*	-0.3716	0.1606
MNO	0.0452	0.5033*	-0.1951*	0.2882*	-0.1260	0.0982	0.2299	-0.0369	-0.1987	0.2125
PGO	-0.0432	-0.5151*	-0.0938	-0.0938	-0.2271	0.5577	0.2264	0.1795	0.4434	-0.1781
GAO	-0.0489	-0.5189	0.5928**	-0.0489	-0.3490	0.3911	-0.0631	0.4580	0.3740	-0.3513
VAC0	-0.0853	-0.0879	-0.2870	-0.0818	-0.2720	-0.2480	-0.1266	0.0305	-0.0443	0.1516
P2O5	-0.0655*	0.4216	0.6290**	-0.2593	-0.1360	0.2815	0.7537**	0.3559	0.6657**	-0.1525
PE20	-0.1780	-0.4516	-0.2277**	0.2851	0.3508	-0.2275	-0.3105	-0.6377**	-0.5053*	0.4343
SCHWEFEL	0.0000	0.3497	0.0005	0.0728	-0.1392	0.0305	-0.1279	0.1091	-0.1002	0.3020
CO	0.3497	1.0000	-0.0781	0.7451**	-0.1365	0.3238	-0.2717	-0.1216	-0.3920	0.0733
CR	0.0005	-0.0781	1.0000	-0.0345	-0.4291	0.4702*	0.3957	0.6826**	-0.7445**	-0.3670
CU	0.0728	0.7451**	-0.0345	1.0000	-0.2549	0.3830	-0.1274	-0.2000	-0.1418	-0.0030
NB	-0.1365	-0.1392	-0.4291	-0.2549	1.0000	0.5361*	0.2792	-0.5948**	0.1151	0.7482**
NI	-0.0305	0.0305	0.4702*	0.3830	0.5361*	1.0000	0.0514	0.3930	0.3775	-0.3241
RB	-0.1279	-0.1274	0.5957	-0.1274	-0.2792	0.0514	1.0000	-0.0410	0.6075**	0.3241
SR	-0.1091	-0.3920	0.7445**	-0.3670	-0.5948**	0.3930	-0.5948**	1.0000	0.3775	-0.5594*
V	-0.1002	-0.0733	-0.2455*	-0.1418	0.1151	0.2769	0.6075**	0.3775	1.0000	0.1130
Y	-0.3020	0.0733	-0.3670	-0.0030	0.7482**	-0.2510	0.3241	-0.5594*	0.1130	1.0000
LZN	-0.2738	0.8704**	-0.3605	0.7922**	-0.0265	0.1038	-0.1124	-0.5964	-0.2789	0.1703
ZR	-0.0252	0.1112	-0.8435**	-0.1550	0.5441*	-0.6389**	-0.2939	-0.5758**	-0.5269*	0.4361

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 o : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die skarnlagenhaltigen

Gneise (SKGN) (N = 30)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	LZN	ZR	
S102	-0.0984	0.5377*	
L1102	0.0030	0.3369	
AL203	-0.5035*	-0.5021*	
FE	0.6453**	0.2091	
MNO	0.4125	0.0395	
MGO	-0.2850	-0.4282	
CAO	-0.3495	-0.5936**	
MA2O	0.1403	0.2495	
P2O5	-0.3539	-0.4656*	
SCHWEFEL	0.4736*	0.6906**	
CO	0.2758	-0.0232	
CR	0.8704**	0.1112	
CU	-0.3605	-0.8455**	
NB	-0.7922**	-0.1530	
NI	-0.0265	0.2414*	
RA	0.1028	-0.2859*	
SR	-0.3064	-0.5758**	
V	-0.2789	-0.5268*	
Y	0.1703	0.4561	
LZN	1.0000	0.1980	
ZR	0.1980	1.0000	
	* - SIGNIF. LE .01	** - SIGNIF. LE .001	(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 o : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die skarnlagenhaltigen

Gneise (SKGN) (N = 30)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H_2O auf 100 % normiert

	ST02	LT102	AL203	FE3	MNO	MGO	CAO	NA2O	K2O	P2O5
ST02	1.0000	0.2631	0.0014	-0.4996*	0.1116	-0.4158	-0.4383	0.3350	-0.1677	-0.3377
LT102	0.2631	1.0000	0.3031	0.1227	0.1012	-0.1454	-0.5193*	0.1872	-0.0529	-0.0211
AL203	0.0014	0.3031	1.0000	-0.2261	-0.4271	0.0305	-0.3458	-0.2560	0.5975**	-0.2439
FE3	-0.4996*	0.1227	-0.2261	1.0000	-0.1459	0.0784	-0.3128	-0.1562	-0.2770	0.3632
MNO	0.1116	-0.1012	-0.4271	-0.1459	1.0000	-0.3161	0.4328	-0.0781	-0.3769**	-0.2630
MGO	-0.4158	-0.1454	0.0305	0.0784	-0.3161	1.0000	0.0799	-0.2014	-0.2740	-0.2489
CAO	-0.4383	-0.5193*	-0.3458	-0.3128	0.4328	0.0799	1.0000	-0.4932*	-0.0857	0.2187
NA2O	0.3350	0.1872	0.2560	-0.1562	-0.0781	-0.2014	-0.4932*	1.0000	0.1282	-0.3197
K2O	-0.1677	-0.0529	0.5975**	-0.2770	-0.5769**	-0.2740	-0.0827	0.1282	-0.0000	-0.3669
P2O5	-0.3377	-0.0211	-0.2450	0.3622	0.2830	-0.2436	0.1897	-0.2196	-0.3669	1.0000
SCHWEFEL	-0.6793**	-0.3051	-0.2977	0.4273	0.0623	-0.2058	0.4096	-0.1017	-0.0896	0.4503
CO	-0.3734	-0.0582	-0.3038	0.5911**	0.0283	-0.2672	-0.0189	-0.0782	-0.2684	0.4552
CR	-0.5061*	-0.1998	0.5440*	-0.2995	-0.2508	0.3124	0.3438	0.0781	0.6290**	-0.1352
CU	-0.4871*	-0.2758	-0.2324	0.1997	0.3153	-0.2075	0.3966	-0.0307	-0.1044	0.4319*
NB	0.3457	0.7643**	0.1952	-0.0106	0.0509	-0.0460	-0.2484	-0.0202	-0.2319	0.2199
NI	-0.5510**	-0.2331	0.2155	-0.1549	-0.1460	0.3001	-0.2484	0.0499	-0.2319	0.2199
RB	-0.1281	-0.1142	0.4759*	-0.3543	-0.4048	0.3714	0.0004	0.1381	-0.4530*	-0.3653
SR	-0.0223	-0.1159	0.3078	-0.6177**	0.2451	-0.2776	0.0004	0.1192	0.7383**	-0.6113
V	-0.1915	0.5457*	0.3078	-0.1276	-0.0875	0.1003	0.2730	-0.0842	0.1886	0.0177
Y	-0.5293*	0.3634	-0.2188	0.4158	-0.0423	0.2995	-0.0810	-0.1265	-0.4281	0.2935
LZN	-0.2978	0.0047	-0.3478	0.2450	0.3694	-0.2708	0.1794	-0.0101	-0.5107	0.5973
ZR	-0.2323	0.5199*	-0.1047	0.1360	0.0662	-0.2447	-0.4067	-0.1045	-0.4723*	0.5001
	0.4863*									

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 p : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die Skarne (SK) (N = 33)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	SCHWEFEL	CO	CR	CU	NB	NI	RB	SR	V	Y
SI02	-0.6793**	-0.3734	-0.5041*	-0.4871*	0.3457	-0.5510**	0.1281	-0.0223	-0.5293*	-0.2978
LI02	-0.3051	-0.0582	-0.1998	-0.2758	0.7643**	-0.2331	0.1142	-0.1159	0.1913	-0.5014
AL203	-0.2977	-0.3038	0.5440*	-0.2324	-0.1952	0.2155	0.4759*	-0.5078	0.5652*	-0.2088
FE6	0.4273	0.5911**	-0.2595	0.1997	0.0106	-0.1519	-0.3543	-0.6177**	-0.1276	0.4158
MNO	0.0423	0.0386	-0.2508	0.3153	-0.0509	0.1460	-0.4048	0.2451	-0.0875	-0.0423
MG0	-0.2058	-0.2672	0.3124	-0.2075	-0.0460	0.3001	0.3714	-0.2776	0.1003	0.2995
CA0	0.4096	-0.0189	0.3438	0.3966	-0.2484	0.3699	0.0004	0.5148*	0.2730	-0.0810
NA20	-0.1017	-0.0782	0.0781	-0.0807	-0.0202	0.0499	0.1381	0.1192	0.2730	-0.1265
K20	-0.0896	-0.2864	0.6290**	-0.1044	-0.2517	0.4430*	0.7385**	0.1886	0.4401	-0.2487
P205	0.4203	0.6265	-0.1352	0.4598*	0.0219	0.1203	-0.3454	-0.1613	0.0767	0.2955
SCHWEFEL	1.0000	0.5823**	0.2592	0.5694**	-0.2701	0.3799	-0.1037	0.1859	0.3397	0.1506
CO	0.5823**	1.0000	-0.1841	0.6649**	-0.0590	0.1107	-0.2963	-0.2350	-0.4004	0.3949
CR	0.2592	-0.1841	1.0000	0.1124	-0.4048	0.7633**	0.6330**	0.6240**	0.8274**	0.1060
CU	0.5694**	0.6649**	0.1124	1.0000	-0.2635	0.4523*	-0.2233	0.0710	0.2433	0.1219
NB	-0.2701	-0.0590	-0.4048	-0.2635	1.0000	-0.2755	0.0675	-0.1872	-0.0983	0.5272*
NI	0.3799	0.1107	0.7633**	0.4523*	-0.2755	1.0000	0.4394	0.3346	0.7115**	0.2272*
RB	-0.1037	-0.2963	0.6330**	-0.2233	0.0675	0.4394	1.0000	0.5926	0.4907*	0.0612
SR	0.1859	-0.2350	0.6240**	0.0710	-0.1872	0.3346	0.3926	1.0000	0.5784**	-0.2865
V	0.3397	-0.4004	-0.8274**	0.2433	-0.0983	0.7115**	0.4907*	0.5784**	1.0000	0.1395
Y	0.1506	0.3949	-0.1060	0.1219	0.5272*	0.2272*	0.0612	-0.2865	0.1395	1.0000
LZN	-0.4124	0.7800**	-0.1224	0.7686**	0.0540	0.2951	-0.2721	-0.0484	0.0880	0.4052
ZR	-0.3753	-0.0426	-0.6728**	-0.2853	0.5785**	-0.6170**	-0.2436	-0.2803	-0.4634*	0.2157

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 p : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die Skarne (SK) (N = 33)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	LZN	ZR
SI02	-0.2323	0.4863*
LI102	-0.0047	0.5199*
AL203	-0.3478	-0.1047
FE0	0.2450	0.1360
MNO	0.3694	0.0662
MGO	-0.2708	-0.2447
CA0	0.1794	-0.4067
NA20	-0.0101	-0.1045
K20	-0.3104	-0.4723*
P205	0.3973	0.0501
SCHWEFEL	0.4124	-0.3753
CO	0.7800**	-0.0426
CR	-0.1224	-0.6728**
CU	0.7686**	-0.2853
NB	0.0540	0.5785**
NI	0.2951	-0.6170**
RO	-0.2721	-0.2436
SR	-0.0484	-0.2803
V	0.0880	-0.4634*
Y	0.4052	0.2157
LZN	1.0000	-0.1349
ZR	-0.1349	1.0000

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 p : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die Skarne (SK) (N = 33)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	SI02	TI02	AL203	FE0	MNO	MGO	CAO	NA2O	K2O	P2O5
SI02	1.0000	0.7312	0.8708**	-0.9705**	0.8474**	0.7892*	0.7970*	0.6367	0.6514	0.5690
TI02	0.7312	1.0000	0.6931	-0.7451*	0.7147	0.6164	0.7512*	0.6970	0.6555	0.4141
AL203	0.8708**	0.6931	1.0000	-0.9523**	0.5922	0.8794**	0.9123**	-0.8553*	-0.7528	-0.5218
FE0	-0.9705**	-0.7451*	-0.9523**	1.0000	-0.7605*	-0.8714**	-0.9050**	0.2795	0.2308	-0.3602
MNO	0.8474**	0.7147	0.5922	0.7605*	1.0000	0.5094	0.5679	0.8654**	0.7935*	0.6969
MGO	0.7892*	0.6164	0.8794**	-0.8714**	0.5094	1.0000	0.8717**	0.8647**	0.7935*	0.6969
CAO	0.7970*	0.7512*	0.9323**	-0.9050**	0.5479	0.8717**	1.0000	0.8647**	0.7935*	0.6969
NA2O	0.6367	0.4970	0.8253*	-0.7530*	0.7295	0.8954**	0.8647**	1.0000	0.8970**	0.7892*
K2O	0.6514	0.4345	0.7322	-0.7308	0.4253	0.7985*	0.7267*	0.8970**	1.0000	0.7892*
P2O5	0.5690	0.4141	0.5218	-0.5602	0.4969	0.5989	0.6174	0.8293*	0.7892*	1.0000
SCHWEFEL	-0.9490**	-0.7765*	-0.9652**	0.9835**	-0.7292	-0.8961**	-0.9197**	-0.7880*	-0.7166	-0.5837
CO	-0.7476*	-0.5224	-0.7659*	0.7888*	-0.5008	-0.8631*	-0.8303*	-0.9035**	-0.9179**	-0.3832
CR	0.5982	0.6461	0.8411*	-0.7442*	0.3659	0.8624**	0.9181**	0.8565**	0.7650*	0.4337
CU	-0.2854	-0.0752	-0.0613	0.1898	0.2100	-0.3096	-0.1063	-0.3734	-0.5278	-0.0700
NB	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000
NI	-0.9240**	-0.6385	-0.9017**	0.9539**	-0.7388*	-0.8872**	-0.8872**	-0.8174*	-0.8492**	-0.5897
RE	0.6056	0.4414	0.7089	-0.6781	0.3757	0.7611*	0.7223	0.8876**	0.9518**	0.2829
SR	0.5712	0.5259	0.8630**	-0.7309	0.2677	0.7321*	0.9070**	0.8055*	0.6759	0.2960
V	0.2956	0.6769	0.5851	-0.4477	0.2224	0.5994	0.0563	0.5361	0.3323	0.4500
Y	-0.0288	0.1806	0.0202	0.0456	0.0398	0.2083	-0.1058	0.0287	-0.1648	0.4389
ZN	0.0807	0.1881	0.3086	-0.1277	-0.0777	-0.0042	0.1187	-0.0397	-0.3177	0.0072
ZR	0.6893	0.2871	0.6193	-0.5538	0.5456	0.3561	0.2896	0.1601	0.1115	0.3072

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 q : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die erzielten Skarne (SKE)
(N = 11)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	SCHWEFEL	CO	CR	CU	NB	NI	RB	SR	V	Y
S102	-0.9490**	-0.7476*	0.5982	-0.2854	99.0000	-0.9240**	0.6056	0.5712	0.2956	-0.0288
T103	-0.7765*	-0.5226	0.6661	-0.0752	99.0000	-0.6385	0.4414	0.5259	0.6769	0.1806
AL203	-0.9652**	-0.7659*	0.8411*	-0.0613	99.0000	-0.9017**	0.7089	0.8630**	0.5851	0.0202
FE	0.9353**	0.7888*	-0.7642*	0.1898	99.0000	-0.9539**	-0.6781	-0.7309	-0.4777	0.0656
MG	-0.7292	-0.5008	0.3659	-0.2100	99.0000	-0.7388*	0.3757	0.2677	0.2224	0.0594
MO	-0.8611*	-0.8431*	0.8624**	-0.3096	99.0000	-0.8872**	0.7411*	0.7321	0.5994	-0.2083
CAO	-0.9197**	-0.8303*	0.9181**	-0.1063	99.0000	-0.8672**	0.7223	0.9070**	0.0563	-0.1058
NA2O	-0.7880*	-0.9035**	0.8565**	-0.3736	99.0000	-0.8174*	0.8874**	0.8055*	0.5361	0.0287
K2O	-0.7166	-0.9179**	0.7650*	-0.5278	99.0000	-0.8492**	0.9518**	0.6759	0.3323	-0.1648
P2O5	-0.5837	-0.8132	0.4337	-0.0700	99.0000	-0.5897	0.2829	0.2960	0.4500	0.4389
SCHWEFEL	1.0000	0.8120*	-0.7786*	0.1931	99.0000	0.9451**	-0.6770	-0.7665*	-0.5401	-0.0714
CO	0.8120*	1.0000	-0.7038	0.5969	99.0000	0.8979**	-0.6697**	-0.6916	-0.3381	0.1056
CR	-0.7786*	0.7038	1.0000	0.0130	99.0000	-0.7626*	0.7022	0.8793**	0.7897*	0.0390
CU	0.1931	0.5969	0.0130	1.0000	99.0000	0.3347	-0.5572	0.1270	0.2812	0.0256
NB	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	1.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000
NI	0.9451**	0.8979**	-0.7626*	0.3347	99.0000	1.0000	-0.7668*	-0.7288	-0.5970	0.0632
RB	-0.6770	-0.6697**	0.7022	-0.5572	99.0000	-0.7668*	1.0000	0.6046	0.3215	-0.0867
SR	-0.7765*	0.8793**	0.7933*	0.1270	99.0000	0.8793**	0.6046	1.0000	0.6781	-0.1488
V	-0.5401	-0.3381	0.7897*	0.2812	99.0000	-0.3970	0.3215	0.6781	1.0000	0.4528
Y	-0.0714	0.1056	0.0390	0.0256	99.0000	0.0632	-0.0867	-0.1488	0.528	1.0000
ZN	-0.1963	0.2506	0.0818	-0.6682	99.0000	-0.0641	-0.2490	0.3238	0.2657	-0.2767
ZR	-0.5489	-0.3843	-0.0389	-0.3275	99.0000	-0.4801	0.0936	0.1045	-0.2131	-0.0489

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 q : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die erzielten Skarne (SKE)

(N = 11)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H₂O⁺ auf 100 % normiert

	Z N	Z R	
SiO2	0.0807	0.6893	
TiO2	0.1881	0.2871	
Al2O3	0.3086	0.4193	
FeO	-0.1277	-0.5538	
MnO	-0.0777	0.5456	
MgO	-0.0042	0.3561	
CaO	-0.1187	0.2896	
Na2O	-0.0397	0.1601	
K2O	-0.3177	0.1115	
P2O5	-0.0072	0.3072	
Schwefel	-0.1963	-0.5489	
CO	0.2506	-0.3843	
CR	0.0818	-0.0389	
CU	0.6882	-0.3275	
Ni	99.0000	99.0000	
NI	0.0641	-0.4801	
IR	-0.5520	0.0936	
SR	0.5210	0.0106	
V	0.3659	-0.2131	
Zn	0.2747	-0.6499	
ZN	1.0000	0.1422	
ZR	0.1429	1.0000	

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

Tabelle A 3 q : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die erzielten Skarne (SKE)

(N = 11)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	SI02	TI02	AL203	FE0	MNO	MGO	CAO	NA2O	K2O	P2O5
SI02	1.0000	0.6565	0.7416*	-0.8974**	0.6472	0.6982	0.7359*	0.5515	0.6713	0.4798
TI02	0.6565	1.0000	0.6054	-0.6013	0.7351*	0.7244*	0.6831	0.5489	0.4728	0.4470
AL203	0.7416*	0.6054	1.0000	-0.7739*	0.5016	0.8031**	0.8272**	0.6647	0.8316**	0.0901
FE0	-0.8974**	-0.6013	-0.7739*	1.0000	-0.4976	-0.7091*	-0.8272**	-0.5107	-0.6795	-0.3522
MNO	0.6472	0.7351*	0.5016	0.4976	1.0000	0.6752	0.7169*	0.1671	0.1866	0.5540
MGO	0.6982	0.7244*	0.8031**	-0.7091*	0.6752	1.0000	0.8530**	0.3646	0.5351	0.0144
CAO	0.7359*	0.6831	0.8272**	-0.7701*	0.7169*	0.8530**	1.0000	0.5021	0.5047	0.3837
NA2O	0.5515	0.4489	0.6647	-0.5107	0.1671	0.3646	0.5021	1.0000	0.8630**	0.1816
K2O	0.6713	0.4728	0.8316**	-0.6795	0.1866	0.5351	0.5047	0.8630**	1.0000	0.1903
P2O5	0.4798	0.4470	0.0901	-0.3522	0.5540	0.0144	0.3837	0.1816	0.1903	1.0000
SCHWEFEL	-0.3711	-0.4465	-0.4978	0.0485	-0.5818	-0.5351	-0.5278	-0.2932	-0.3153	-0.1677
CO	-0.8596**	-0.6806	-0.8596**	0.7265*	-0.6113	-0.7457*	-0.8212*	-0.6637	-0.8108*	-0.4212
CR	0.5700	0.2741	0.9136**	0.6691	0.2342	0.7153*	0.110*	0.5077	0.7788*	-0.0726
CU	0.3731	-0.1018	0.0734	0.2740	-0.0253	0.2999	0.1352	-0.4450	-0.2997	-0.5345
NI	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000
RB	-0.9121**	-0.7167*	-0.9033**	0.9226**	-0.6431	-0.8514**	-0.8815**	-0.5759	-0.7487*	-0.3628
SR	0.7333*	0.6167	0.9286**	-0.6967	0.2143	0.4645	0.4246	0.8660**	0.8982**	0.3326
Y	0.6388	0.6551	0.9286**	-0.7226*	0.4424	0.8836**	0.6715**	0.5663	0.6871	0.0612
ZR	0.7774	0.6322	0.3627	-0.6627	0.6595	0.3419	0.5914	0.2446	0.3633	0.8960**
Y	0.6161	0.5539	0.1634	-0.4550	0.7003	0.1749	0.4421	0.2120	0.1796	0.9499**
ZR	0.3618	0.1518	0.6864	-0.4546	0.5528	0.7216*	0.5599	0.1683	0.3356	-0.2686
ZR	0.7084*	0.9392**	0.4351	-0.5907	0.6889	0.5548	0.5593	0.3807	0.4053	0.6015

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 r : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die erzielten Gneise (GNE)
(N = 13)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H₂O⁻ auf 100 % normiert

	SCHWEFEL	CO	CR	CU	NB	NI	RE	SR	W	Y
SI02	-0.3711	-0.8456**	0.5700	-0.3731	99.0000	-0.9321**	0.7333*	0.6388	0.7774*	0.6161
TIO2	-0.4465	-0.8806	0.2741	-0.1018	99.0000	-0.7167*	0.6147	0.6551	0.6322	0.5539
AL2O3	-0.4978	-0.8859**	0.9136**	0.0734	99.0000	-0.9033**	0.6763	0.9286**	0.6327	0.1634
FE	0.0485	0.7265*	-0.6691	0.2740	99.0000	0.9226**	-0.6767	-0.7226*	-0.6027	-0.4550
MNO	-0.5818	-0.6113	0.2342	-0.0253	99.0000	-0.8431*	0.2143	0.4424	0.6595	0.7003
MGO	-0.5351	-0.7457*	0.7153*	0.2999	99.0000	-0.8514**	0.4645	0.8836**	0.3419	0.1749
CAO	-0.4578	-0.8212*	0.7110*	0.1352	99.0000	-0.8815**	0.4246	0.8715**	0.5914	0.4421
NA2O	-0.2932	-0.6637	0.5077	-0.4450	99.0000	-0.5759	0.8660**	0.5463	0.2466	0.2120
K2O	-0.3153	-0.8108*	0.7788*	-0.2997	99.0000	-0.7487*	0.8982**	0.6871	0.3633	0.1796
P2O5	-0.1677	-0.4212	-0.0726	-0.5345	99.0000	-0.3628	0.5326	0.0412	0.3633	0.9499**
SCHWEFEL	1.0000	0.6456	-0.3582	-0.2171	99.0000	0.4104*	-0.2376	-0.4530	-0.2169	-0.2392
CO	0.6456	1.0000	-0.7493*	0.2082	99.0000	-0.7593*	0.7340*	-0.8082*	-0.6034	-0.4544
CR	-0.3582	-0.7493*	1.0000	1.1603	99.0000	0.1630	-0.5052	0.8199*	0.1330	-0.0703
CU	-0.2171	0.2082	0.1603	99.0000	99.0000	0.1430	0.4632	99.0000	-0.4632	99.0000
NB	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000	99.0000
NI	0.4104	0.7593*	0.7593*	0.1430	99.0000	1.0000	-0.7110*	-0.699*	0.6921	0.6988
RE	0.5194	0.7265*	0.7265*	0.1603	99.0000	-0.7310*	0.1000	0.5900	0.2651	0.1034
SR	-0.2376	-0.7440*	0.5052	-0.4523	99.0000	-0.8499**	0.5280	1.0000	0.2892	0.1034
W	-0.3570	-0.8092*	0.8199*	0.2053	99.0000	-0.6551	0.5253	0.2892	1.0000	0.9301**
Y	-0.2169	-0.4544	-0.4632	-0.6432	99.0000	-0.5488	0.3251	0.1034	0.9301**	1.0000
ZN	-0.2392	-0.4544	-0.0703	-0.4850	99.0000	-0.6075	0.1375	0.6075	-0.326	-0.1205
ZR	-0.2194	0.7269*	0.7269*	0.5631	99.0000	-0.6608	0.6375	0.6075	0.7911*	0.7135*
ZR	-0.3610	-0.6111	0.1029	-0.2882	99.0000	-0.6608	0.6375	0.6075	0.7911*	0.7135*

(99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)

* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001

Tabelle A 3 r : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die erzielten Gneise (GNE)

(N = 13)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten

mit dem dekadischen Logarithmus

Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

	ZN	ZR	
STO2	0.3618	0.7084*	
TIO2	0.1518	0.9392**	
AL2O3	0.6864	0.4351	
FE	-0.4546	-0.5907	
MNO	0.3528	0.6889	
MGO	0.7216*	0.5548	
CAO	0.5599	0.5593	
NA2O	0.1683	0.3807	
K2O	0.3556	0.4053	
P2O5	-0.2686	0.6015	
SCHWEFEL	-0.3194	-0.3610	
CO	-0.3795	-0.6111	
CR	0.7269*	0.1029	
CU	0.5631	-0.2882	
NB	99.0000	99.0000	
NI	-0.5448	-0.8608	
HB	0.1275	0.6375	
SR	0.6075	0.4607	
V	-0.0326	0.7911*	
Y	-0.1205	0.7135*	
ZN	1.0000	-0.0251	
ZR	-0.0251	1.0000	
* - SIGNIF. LE .01 ** - SIGNIF. LE .001 (99.0000 IS PRINTED IF A COEFFICIENT CANNOT BE COMPUTED)			

Tabelle A 3 r : Matrix der Pearson'schen Korrelationskoeffizienten für die erreichten Gneise (GNE)
(N = 13)

L vor einem Element oder Elementoxid = Berechnung des Korrelationskoeffizienten
mit dem dekadischen Logarithmus
Hauptelementoxide ohne H_2O^- auf 100 % normiert

Erläuterungen zu Tabelle A 4 :

Angaben der Hauptelementoxide, H_2O^+ , H_2O^- , CO_2 , S, C, LOI und SUMME in Gew. - %, Spurenelemente in ppm.

SUMME = Summe der Hauptelementoxide zuzüglich LOI

PG = Probengruppe 1 = Mafit, intrusive Fazies (MIF)

2 = Mafit, extrusive Fazies (MEF)

3 = Mafit, karbonatreiche Randfazies (MKF)

4 = für die Diskussion ausgeschlossenen Mafitproben

5 = Amphibolite (AFB)

6 = metasomatisch entstandene Kummingtonit -
Felse (KUFM)

7 = nicht metasomatisch entstandene Kummingtonit -
Felse (KUF)

8 = metasomatisch entstandene granatführende
Gneise (GGNM)

9 = nicht metasomatisch entstandene granatführende
Gneise (GGN)

10 = sterile Gneise (GN)

11 = cordierithaltige Gneise (CGN)

12 = skarnlagenhaltige Gneise (SKGN)

13 = Skarne (SK)

14 = Skarne im Liegenden des Mafits (SKA)

15 = erzreiche Skarne (SKE)

16 = erzreiche Gneise (GNE)

17 = Granite

20 = Granatanalysen

Probennummer = NUM1 + NUM2

Bei den Granatanalysen (PG = 20) gibt die Probennummer die
Nummer des Bohrkernes und die Bohrtiefe in dm an.

- 1 = dieses Element wurde in dieser Probe nicht bestimmt.

bei H_2O^+ , C, CO_2 : 0 = nicht bestimmt,

bei allen anderen Elementen: 0 = Elementgehalt < LLD

11-25-82	PAGE	3
----------	------	---

[illegible]

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE NITHL. (CREATIVITY DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 4

CONTENTS OF CASE NUMBER 6

NUM1	6742	B	5102	26.51	T102	0.13	18.05
FEQ	76.25	MNO	MGO	16.26	CAO	3.77	0.21
K20	0.08	S	CR	352.	NI	55.	0.94
H2OP	1.69	WB	Y	42.	RB	136.	9.8.
C	86.	CO	V	122.	L01	8.79	1.
SUMME	100.60						

CONTENTS OF CASE NUMBER 7

NUM1	6745	B	5102	60.09	T102	0.42	15.12
FEQ	12.40	MNO	MGO	7.01	CAO	2.15	0.56
K20	0.89	P205	CR	124.	NI	63.	0.
H2OP	0.	WB	S	0.17	ZR	19.	52.
C	4.	CO	Y	18.	RB	17.	414.
SUMME	100.60			73.	L01	1.07	8.

CONTENTS OF CASE NUMBER 8

NUM1	6747	B	5102	64.96	T102	0.15	11.34
FEQ	12.40	MNO	MGO	4.80	CAO	2.28	0.17
K20	0.73	P205	CR	2.8	NI	22.	0.
H2OP	0.	WB	S	0.21	ZR	69.	74.
C	84.	CO	Y	801.	RB	700.	210.
SUMME	100.30			17.	L01	2.56	8.

CONTENTS OF CASE NUMBER 9

NUM1	6749	B	5102	62.72	T102	0.47	13.90
FEQ	9.25	MNO	MGO	5.55	CAO	1.33	0.90
K20	2.23	P205	CR	43.	NI	37.	0.
H2OP	0.	WB	S	1.30	RB	169.	87.
C	226.	CO	Y	85.	L01	2.57	18.
SUMME	29.23						

CONTENTS OF CASE NUMBER 11

NUM1	6750	B	5102	63.94	T102	0.37	16.74
FEQ	2.62	MNO	MGO	4.33	CAO	3.35	3.55
K20	2.16	P205	CR	289.	NI	64.	0.
H2OP	0.	WB	S	0.22	ZR	92.	175.
C	84.	CO	Y	4.	R9	35.	22.
SUMME	98.49			114.	L01	1.23	10.

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIHIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1 31/82

11-25-82

PAGE 5

CONTENTS OF CASE NUMBER 11

NUM1	6756	NUM2	SI02	50.14	TI02	0.33	AL203	14.59
FE6	8.75	MNO	MGO	11.50	CAO	11.87	MA20	0.83
K20	0.23	P205	CR	8.29	NI	195.	C02	0.
H20P	0.19	S	Y	0.18	ZR	18.	SR	120.
C	0.	NB	Y	14.	RB	3.	CU	51.
ZN	89.	CO	V	202.	LOI	1.39	PG	5.
SUMME	99.76							

CONTENTS OF CASE NUMBER 12

NUM1	6773	NUM2	SI02	53.19	TI02	0.60	AL203	20.20
FE6	3.57	MNO	MGO	8.21	CAO	6.27	MA20	0.84
K20	0.35	P205	CR	0.32	NI	108.	C02	0.
H20P	0.24	S	Y	0.19	ZR	59.	SR	156.
C	0.	NB	Y	61.	RB	61.	CU	81.
ZN	125.	CO	V	250.	LOI	2.46	PG	12.
SUMME	99.67							

CONTENTS OF CASE NUMBER 13

NUM1	6775	NUM2	SI02	61.49	TI02	0.39	AL203	15.70
FE6	7.73	MNO	MGO	5.45	CAO	2.16	MA20	1.80
K20	2.33	P205	CR	2.9.	NI	14.	C02	0.
H20P	0.	S	Y	0.11	ZR	182.	SR	133.
C	0.	NB	Y	21.	RB	47.	CU	3.
ZN	808.	CO	V	46.	LOI	1.87	PG	9.
SUMME	99.53							

CONTENTS OF CASE NUMBER 14

NUM1	6780	NUM2	SI02	50.95	TI02	2.56	AL203	13.05
FE6	20.18	MNO	MGO	8.66	CAO	2.61	MA20	0.04
K20	0.51	P205	CR	0.11	NI	45.	C02	0.
H20P	0.	S	Y	0.10	ZR	181.	SR	52.
C	0.	NB	Y	38.	RB	13.	CU	216.
ZN	435.	CO	V	480.	LOI	-0.19	PG	9.
SUMME	100.05							

CONTENTS OF CASE NUMBER 15

NUM1	6782	NUM2	SI02	62.56	TI02	0.41	AL203	14.55
FE6	11.71	MNO	MGO	3.94	CAO	2.48	MA20	1.11
K20	1.77	P205	CR	18.	NI	15.	C02	0.
H20P	0.	S	Y	0.17	ZR	213.	SR	2.
C	0.	NB	Y	33.	RB	13.	CU	370.
ZN	1175.	CO	V	50.	LOI	1.39	PG	9.
SUMME	100.27							

AUFLISTUNG DER ANALYSEMERKNISS: NACH NUMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIHIL. (CREATION DATE = 11-25-82) A. MERKE 1981/82

11-25-82 PAGE 6

CONTENTS OF CASE NUMBER 16

NUM1	6792	NUM2	52.47	TI02	0.61	AL203	21.74
FEG	3.34	MGO	7.21	CAO	6.29	NA2O	2.12
K2O	3.29	P2O5	810.	NI	191.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.62	SR	48.	SR	137.
C	0.	S	53.	RB	53.	CU	74.
ZN	132.	Y	299.	LOI	2.06	PG	10.
SUMME	99.31	V					

CONTENTS OF CASE NUMBER 17

NUM1	6793	NUM2	55.74	TI02	1.40	AL203	12.80
FEG	12.93	MGO	8.66	CAO	3.41	NA2O	0.26
K2O	1.58	P2O5	272.	NI	95.	CO2	53.
H2OP	0.	H2OM	0.17	SR	29.	SR	490.
C	0.	NB	8.	RB	29.	CU	10.
ZN	959.	CO	303.	LOI	1.60	PG	
SUMME	99.79	V					

CONTENTS OF CASE NUMBER 18

NUM1	6797	NUM2	52.89	TI02	1.77	AL203	13.76
FEG	20.75	MGO	7.24	CAO	2.14	NA2O	0.43
K2O	0.11	P2O5	100.	NI	10.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	1.40	SR	130.	SR	71.
C	0.	NB	34.	RB	24.	CU	751.
ZN	605.	CO	363.	LOI	0.52	PG	8.
SUMME	100.97	V					

CONTENTS OF CASE NUMBER 19

NUM1	6798	NUM2	49.86	TI02	2.21	AL203	13.35
FEG	23.49	MGO	7.32	CAO	2.25	NA2O	0.33
K2O	0.59	P2O5	58.	NI	48.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.26	SR	156.	SR	13.
C	0.	NB	13.	RB	11.	CU	1219.
ZN	28.	CO	404.	LOI	-0.45	PG	8.
SUMME	99.40	V					

CONTENTS OF CASE NUMBER 20

NUM1	6799	NUM2	57.71	TI02	1.00	AL203	16.19
FEG	10.08	MGO	8.86	CAO	2.06	NA2O	0.93
K2O	0.08	P2O5	85.	NI	189.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.26	SR	68.	SR	163.
C	0.	NB	6.	RB	19.	CU	8.
ZN	527.	CO	157.	LOI	0.61	PG	
SUMME	100.12	V					

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RT111L. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981 N.

11-25-82 PAGE 7

CONTENTS OF CASE NUMBER 21			11-25-82			PAGE 7		
NUM1	6800	NUM2	S102	63.09	T102	0.53	AL203	13.33
FEQ	1.60	MGO	0.09	2.84	CAO	0.94	NA2O	0.61
K2O	1.60	CR	0.22	27.	NI	18.	CO2	0.
H2OP	0.	S	0.22	0.08	ZR	186.	SR	37.
C	0.	NB	5.	19.	RB	29.	CU	567.
ZN	1620.	CO	170.	82.	LOI	0.65	PG	8.
SUMME	100.11							

CONTENTS OF CASE NUMBER 22			11-25-82			PAGE 7		
NUM1	6801	NUM2	S102	65.90	T102	0.59	AL203	13.78
FEQ	14.14	MNO	0.07	3.09	CAO	0.57	NA2O	3.54
K2O	1.51	P2O5	0.15	20.	NI	16.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.13	0.34	ZR	153.	SR	78.
C	185.	NB	180.	38.	RB	22.	CU	78.
ZN	100.44	CO	180.	38.	LOI	0.30	PG	8.
SUMME	100.44							

CONTENTS OF CASE NUMBER 23			11-25-82			PAGE 7		
NUM1	6802	NUM2	S102	59.13	T102	0.79	AL203	14.59
FEQ	1.53	MGO	0.10	5.43	CAO	2.58	NA2O	1.26
K2O	1.53	CR	0.25	33.	NI	36.	CO2	0.
H2OP	0.	S	0.19	0.74	ZR	177.	SR	79.
C	0.	NB	9.	22.	RB	28.	CU	569.
ZN	1050.	CO	124.	115.	LOI	0.74	PG	8.
SUMME	100.06							

CONTENTS OF CASE NUMBER 24			11-25-82			PAGE 7		
NUM1	6803	NUM2	S102	66.63	T102	0.38	AL203	14.87
FEQ	6.15	MNO	0.05	2.82	CAO	1.43	NA2O	2.82
K2O	1.88	P2O5	0.17	54.	NI	11.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.34	0.26	ZR	131.	SR	18.
C	165.	NB	11.	31.	RB	13.	CU	81.
ZN	99.23	CO	25.	48.	LOI	2.03	PG	10.
SUMME	99.23							

CONTENTS OF CASE NUMBER 25			11-25-82			PAGE 7		
NUM1	6804	NUM2	S102	65.09	T102	0.34	AL203	15.22
FEQ	5.26	MNO	0.06	3.92	CAO	1.45	NA2O	3.52
K2O	2.65	P2O5	0.19	19.	NI	25.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.33	0.20	ZR	153.	SR	157.
C	0.	NB	5.	13.	RB	53.	CU	59.
ZN	421.	CO	33.	40.	LOI	1.48	PG	10.
SUMME	98.98							

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
 DER VERSUCHS- UND KONTROLLSERIE DEFINIERTEN AM ANFANG DER LISTE
 FILE RIHTIL. (CREATION DATE = 11-25-82) A. MERKLE 1981/82

11-25-82

PAGE 8

CONTENTS OF CASE NUMBER 26

NUM1	6817	NUM2	61-08	T102	0.45	AL203	13.51
FEG	12.58	MNO	4.45	CAO	1.61	NA20	1.01
K20	2.24	P205	0.23	NI	5.14	C02	0.46
H20P	0.	H20M	1.20	ZR	163.	SR	24.
C	0.	NB	15.	RB	50.	CU	886.
ZN	100.	CO	50.	L01	2.28	P6	8.
SUMME	99.59						

CONTENTS OF CASE NUMBER 27

NUM1	6818	NUM2	62.33	T102	0.38	AL203	14.00
FEG	11.00	MNO	4.51	CAO	2.00	NA20	0.99
K20	1.38	P205	0.03	NI	52.	C02	0.
H20P	0.	H20M	2.20	ZR	163.	SR	64.
C	0.	NB	11.	RB	23.	CU	842.
ZN	143.	CO	55.	L01	2.31	P6	15.
SUMME	99.16						

CONTENTS OF CASE NUMBER 28

NUM1	6802	NUM2	48.20	T102	0.38	AL203	16.68
FEG	9.00	MNO	11.71	CAO	9.39	NA20	1.67
K20	0.61	P205	1130.	NI	272.	C02	0.
H20P	0.	H20M	0.30	ZR	21.	SR	128.
C	0.	NB	16.	RB	20.	CU	70.
ZN	116.	CO	214.	L01	2.24	P6	5.
SUMME	100.34						

CONTENTS OF CASE NUMBER 29

NUM1	6863	NUM2	50.57	T102	1.54	AL203	14.65
FEG	14.12	MNO	9.60	CAO	4.07	NA20	1.45
K20	1.39	P205	304.	NI	101.	C02	0.
H20P	0.	H20M	0.36	ZR	32.	SR	12.
C	0.	NB	334.	RB	1.91	CU	88.
ZN	248.	CO		L01		P6	7.
SUMME	99.68						

CONTENTS OF CASE NUMBER 30

NUM1	6898	NUM2	61.59	T102	0.57	AL203	16.21
FEG	4.84	MNO	4.84	CAO	2.26	NA20	2.84
K20	2.65	P205	124.	NI	47.	C02	0.
H20P	0.	H20M	0.38	ZR	135.	SR	187.
C	0.	NB	5.	RB	50.	CU	49.
ZN	75.	CO	98.	L01	2.24	P6	10.
SUMME	98.74						

AUFLISTUNG DER ANALYSEKATEGORIEN NACH NUMMERN
 ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
 FILE RIIEIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1/81/RJ

11-25-82 PAGE 9

CONTENTS OF CASE NUMBER 11			
NUM1	6905	NUM2	
FEQ	15.43	WFO	0.10
K20	3.66	P205	0.30
H20P	0.	H204	0.54
C	0.	NB	15.
ZN	292.	CO	57.
SUMME	99.68		

NUM1	6911	NUM2	
FEQ	15.43	WFO	0.17
K20	0.28	P205	0.25
H20P	0.	H204	0.24
C	0.	NB	16.
ZN	176.	CO	53.
SUMME	99.90		

NUM1	6914	NUM2	
FEQ	15.28	WFO	0.16
K20	2.48	P205	0.28
H20P	0.	H204	0.20
C	0.	NB	17.
ZN	320.	CO	53.
SUMME	99.40		

NUM1	6934	NUM2	
FEQ	3.87	WFO	0.03
K20	2.21	P205	0.10
H20P	0.	H204	0.08
C	0.	NB	15.
ZN	112.	CO	18.
SUMME	99.18		

NUM1	6935	NUM2	
FEQ	5.96	WFO	0.04
K20	2.30	P205	0.15
H20P	0.	H204	0.34
C	0.	NB	6.
ZN	145.	CO	54.
SUMME	99.21		

49.65	T102	1.30	AL203	15.63
270.	CAO	2.30	NA20	1.59
5.30	NI	120.	CO2	0.91.
26.	SR	215.	SR	91.
245.	RB	80.	CU	366.
	LOI	4.23	PG	11.

52.23	T102	2.39	AL203	13.15
7.66	CAO	5.45	NA20	1.26
54.	NI	43.	CO2	0.
0.23	ZR	156.	SR	42.
38.	RB	5.	CU	160.
479.	LOI	1.82	PG	7.

53.24	T102	2.37	AL203	14.40
61.	CAO	2.56	NA20	0.69
0.22	NI	162.	CO2	0.
30.	ZR	162.	SR	128.
391.	RB	53.	CU	215.
	LOI	1.60	PG	9.

68.83	T102	0.39	AL203	14.09
3.54	CAO	1.39	NA20	5.91
36.	NI	22.	CO2	3.
0.27	ZR	162.	SR	120.
15.	RB	42.	CU	150.
47.	LOI	0.82	PG	10.

65.85	T102	0.43	AL203	14.46
3.65	CAO	1.63	NA20	3.13
35.	NI	18.	CO2	0.
0.50	ZR	172.	SR	108.
10.	RB	53.	CU	150.
31.	LOI	1.84	PG	10.

11-25-82 PAGE 10

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIITHL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

CONTENTS OF CASE NUMBER 36

NUM1	B732	NUM2	7	S102	50.39	TI02	0.56	AL203	16.87
FE6	15.19	WHO	0.07	M60	9.20	CA0	3.55	NA20	0.58
K20	0.78	P205	0.32	CR	105.	NI	75.	C02	0.
H20P	0.	H20M	0.24	S	0.65	ZR	201.	SR	118.
C	0.	NB	4.	Y	25.	RB	15.	CU	637.
ZN	181.	CO	211.	V	61.	LOI	1.48	PG	6.
SUMME	99.09								

CONTENTS OF CASE NUMBER 37

NUM1	B732	NUM2	8	S102	44.97	TI02	0.42	AL203	13.40
FE6	20.50	WHO	0.07	M60	7.53	CA0	31.0	NA20	0.05
K20	0.72	P205	0.26	CR	120.	NI	152.	C02	0.
H20P	0.	H20M	1.11	S	4.10	ZR	158.	SR	126.
C	0.	NB	3.	Y	19.	RB	15.	CU	533.
ZN	171.	CO	606.	V	68.	LOI	6.49	PG	6.
SUMME	99.11								

CONTENTS OF CASE NUMBER 38

NUM1	B732	NUM2	9	S102	49.50	TI02	0.45	AL203	15.77
FE6	18.20	WHO	0.07	M60	9.17	CA0	5.37	NA20	0.84
K20	1.05	P205	0.23	CR	120.	NI	90.	C02	0.
H20P	0.	H20M	0.24	S	1.00	ZR	118.	SR	116.
C	0.	NB	1.	Y	2.	RB	21.	CU	93.
ZN	176.	CO	210.	V	63.	LOI	1.51	PG	6.
SUMME	100.16								

CONTENTS OF CASE NUMBER 39

NUM1	B733	NUM2	0	S102	28.52	TI02	0.49	AL203	19.86
FE6	23.37	WHO	0.08	M60	15.95	CA0	3.45	NA20	0.14
K20	0.09	P205	0.69	CR	117.	NI	209.	C02	1.00
H20P	6.78	H20M	0.31	S	1.55	ZR	175.	SR	26.
C	0.67	NB	3.	Y	41.	RB	0.	CU	1411.
ZN	1006.	CO	330.	V	142.	LOI	8.15	PG	1.
SUMME	100.99								

CONTENTS OF CASE NUMBER 40

NUM1	B733	NUM2	3	S102	28.90	TI02	2.25	AL203	13.87
FE6	23.50	WHO	0.10	M60	15.56	CA0	8.39	NA20	0.22
K20	0.13	P205	0.53	CR	112.	NI	152.	C02	0.
H20P	0.70	H20M	0.33	S	1.62	ZR	158.	SR	116.
C	0.70	NB	1.	Y	54.	RB	0.	CU	1168.
ZN	1294.	CO	367.	V	425.	LOI	6.88	PG	1.
SUMME	100.14								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
EPKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RT14IL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 11

CONTENTS OF CASE NUMBER 41					
NUM1	B733	NUM2	5	S102	27.58
FE6	37.61	NUM0	0.23	M60	12.48
K20	0.10	P205	0.65	CR	64.
H20P	2.53	H20M	0.24	S	2.17
C	1.89	VB	6.	Y	82.
ZN	3293.	CO	565.	V	406.
SUMME	99.73				

AL203	11.87
NA20	0.29
C02	0.70
SR	40.
CU	1591.
PG	1.

CONTENTS OF CASE NUMBER 42					
NUM1	B733	NUM2	7	S102	25.71
FE6	30.35	NUM0	0.15	M60	13.51
K20	0.12	P205	0.24	CR	1.75
H20P	2.32	H20M	0.24	S	1.75
C	1.83	NB	12.	Y	71.
ZN	1456.	CO	400.	V	390.
SUMME	99.69				

AL203	14.71
NA20	0.44
C02	0.70
SR	67.
CU	0.
PG	1641.
	1.

CONTENTS OF CASE NUMBER 43					
NUM1	B734	NUM2	0	S102	23.97
FE6	29.17	NUM0	0.13	M60	15.62
K20	0.03	P205	0.14	CR	72.
H20P	4.67	H20M	0.34	S	1.54
C	1.84	NB	20.	Y	83.
ZN	420.	CO	342.	V	266.
SUMME	100.53				

AL203	16.57
NA20	0.05
C02	0.64
SR	20.
CU	1213.
PG	1.

CONTENTS OF CASE NUMBER 44					
NUM1	B734	NUM2	3	S102	25.34
FE6	28.63	NUM0	0.11	M60	14.25
K20	0.03	P205	0.14	CR	72.
H20P	7.42	H20M	0.39	S	2.02
C	2.22	NB	3.	Y	45.
ZN	452.	CO	403.	V	103.
SUMME	100.21				

AL203	17.79
NA20	0.94
C02	0.94
SR	27.
CU	1255.
PG	1.

CONTENTS OF CASE NUMBER 45					
NUM1	B734	NUM2	4	S102	51.50
FE6	23.03	NUM0	0.13	M60	7.38
K20	0.16	P205	0.29	CR	105.
H20P	0.	H20M	0.11	S	0.90
C	0.	NB	0.	Y	65.
ZN	502.	CO	329.	V	66.
SUMME	99.14				

AL203	12.09
NA20	0.24
C02	0.
SR	147.
CU	446.
PG	6.

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
 ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
 FILE R11MIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. HERKE 1981/82

11-25-82 PAGE 12

CONTENTS OF CASE NUMBER 45

NUM1 8734 NUM2
 FEG 14.45 MNO
 K20 0.57 P205
 H2OP 0.13 CR
 C 0.18 S
 NB 2.2 Y
 ZN 235. CO 200.
 SUMME 100.19

11.47
 0.57
 0.
 929.
 8.

AL203
 NA2O
 CO2
 CR
 CU
 P6

CONTENTS OF CASE NUMBER 47

NUM1 8734 NUM2
 FEG 17.10 MNO
 K20 0.91 P205
 H2OP 0.12 CR
 C 0.18 S
 NB 0. Y
 ZN 2834. CO 596.
 SUMME 98.96

11.27
 0.40
 0.
 28.
 4363.
 8.

AL203
 NA2O
 CO2
 CR
 CU
 P6

CONTENTS OF CASE NUMBER 48

NUM1 8755 NUM2
 FEG 72.11 MNO
 K20 0.25 P205
 H2OP 0.42 CR
 C 0.45 S
 NB 0. Y
 ZN 640. CO 451.
 SUMME 98.79

10.94
 0.33
 0.
 62.
 11779.
 7.

AL203
 NA2O
 CO2
 CR
 CU
 P6

CONTENTS OF CASE NUMBER 49

NUM1 8735 NUM2
 FEG 72.11 MNO
 K20 0.42 P205
 H2OP 0.45 CR
 C 0.45 S
 NB 0. Y
 ZN 955. CO 602.
 SUMME 98.10

10.66
 0.33
 0.
 13962.
 14.

AL203
 NA2O
 CO2
 CR
 CU
 P6

CONTENTS OF CASE NUMBER 50

NUM1 8755 NUM2
 FEG 14.45 MNO
 K20 0.48 P205
 H2OP 0.13 CR
 C 0.18 S
 NB 7. Y
 ZN 230. CO 62.
 SUMME 100.66

12.41
 1.55
 0.
 104.
 233.
 5.

AL203
 NA2O
 CO2
 CR
 CU
 P6

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIH1L. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE /931/82

11-25-82 PAGE 13

CONTENTS OF CASE NUMBER 51					
NUM1	B747	NUM2		S102	48.90
FEG	19.32	MNO	0.21	MGO	10.64
K20	0.45	P205	0.29	CR	14.9
H20P	0.	H20M	0.09	S	0.06
C	0.	NB	13.	Y	49.
ZN	229.	C0	75.	V	553.
SUMME	101.10				

CONTENTS OF CASE NUMBER 52					
NUM1	B747	NUM2		S102	52.92
FEG	19.86	MNO	0.18	MGO	14.60
K20	1.20	P205	0.18	CR	19.6
H20P	0.	H20M	0.09	S	0.50
C	0.	NB	7.	Y	23.
ZN	271.	C0	295.	V	305.
SUMME	100.11				

CONTENTS OF CASE NUMBER 53					
NUM1	B748	NUM2		S102	50.86
FEG	19.89	MNO	0.29	MGO	8.66
K20	0.75	P205	0.22	CR	13.7
H20P	0.	H20M	0.10	S	0.13
C	0.	NB	12.	Y	39.
ZN	218.	C0	87.	V	466.
SUMME	100.21				

CONTENTS OF CASE NUMBER 54					
NUM1	B748	NUM2		S102	50.13
FEG	23.23	MNO	0.52	MGO	11.8
K20	0.60	P205	0.18	CR	11.8
H20P	0.	H20M	0.10	S	0.40
C	0.	NB	10.	Y	34.
ZN	824.	C0	208.	V	452.
SUMME	100.43				

CONTENTS OF CASE NUMBER 55					
NUM1	B748	NUM2		S102	52.50
FEG	23.05	MNO	0.16	MGO	6.48
K20	0.24	P205	0.18	CR	15.6
H20P	0.	H20M	0.10	S	0.50
C	0.	NB	7.	Y	14.
ZN	272.	C0	182.	V	358.
SUMME	100.23				

14.81
1.53
0.
77.
92.
7.

AL203
NA2O
CO2
SR
CU
PG

2.64
3.08
84.
198.
9.
0.23

T102
CAO
NI
ZR
RB
LOI

13.07
0.73
0.
22.
618.
7.

AL203
NA2O
CO2
SR
CU
PG

1.36
1.21
96.
155.
23.
0.12

T102
CAO
NI
ZR
RB
LOI

14.27
0.82
0.
22.
22.
7.

AL203
NA2O
CO2
SR
CU
PG

2.07
2.42
54.
137.
14.
-0.04

T102
CAO
NI
ZR
RB
LOI

13.29
0.59
0.
20.
1728.
7.

AL203
NA2O
CO2
SR
CU
PG

1.92
2.72
2.3
132.
11.
0.13

T102
CAO
NI
ZR
RB
LOI

12.93
0.42
0.
12.
409.
7.

AL203
NA2O
CO2
SR
CU
PG

1.65
3.28
56.
12.
-0.67

T102
CAO
NI
ZR
RB
LOI

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RTIHL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 14

CONTENTS OF CASE NUMBER 54

NUM1	H74.8	NUM2	6	SI02	51.04	TI02	1.42	AL203	4.42
FEG	26.01	MNO	0.14	MGO	7.56	CAO	2.78	NA2O	0.35
K2O	0.40	P2O5	0.16	CR	164.	NI	45.	CO2	15.
H2OP	0.	H2OM	0.08	S	0.17	ZR	134.	SR	120.
C	0.	NB	8.	Y	28.	RB	8.	CU	7.
ZN	256.	CO	170.	V	337.	LOI	-0.72	PG	
SUMME	91.16								

CONTENTS OF CASE NUMBER 57

NUM1	H74.8	NUM2	8	SI02	48.43	TI02	2.03	AL203	13.31
FEG	19.65	MNO	0.12	MGO	9.72	CAO	2.76	NA2O	0.88
K2O	0.26	P2O5	0.23	CR	157.	NI	17.	CO2	0.7.
H2OP	0.	H2OM	0.07	S	0.53	ZR	134.	SR	569.
C	0.	NB	10.	Y	25.	RB	6.	CU	7.
ZN	410.	CO	269.	V	456.	LOI	0.01	PG	
SUMME	100.33								

CONTENTS OF CASE NUMBER 58

NUM1	H74.9	NUM2	0	SI02	56.53	TI02	1.45	AL203	11.54
FEG	19.65	MNO	0.11	MGO	7.10	CAO	2.92	NA2O	0.37
K2O	0.14	P2O5	0.20	CR	131.	NI	53.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.08	S	0.13	ZR	128.	SR	111.
C	0.	NB	11.	Y	32.	RB	11.	CU	111.
ZN	192.	CO	177.	V	326.	LOI	-0.49	PG	6.
SUMME	99.72								

CONTENTS OF CASE NUMBER 59

NUM1	H74.9	NUM2	1	SI02	48.43	TI02	1.25	AL203	10.98
FEG	16.67	MNO	0.11	MGO	8.57	CAO	10.67	NA2O	0.82
K2O	0.18	P2O5	0.99	CR	95.	NI	81.	CO2	0.81
H2OP	1.08	H2OM	0.23	S	1.23	ZR	82.	SR	35.
C	0.39	NB	4.	Y	30.	RB	0.	CU	5690.
ZN	430.	CO	283.	V	330.	LOI	1.65	PG	1.
SUMME	99.87								

CONTENTS OF CASE NUMBER 60

NUM1	H74.9	NUM2	2	SI02	55.58	TI02	1.24	AL203	13.55
FEG	16.64	MNO	0.11	MGO	6.16	CAO	3.49	NA2O	0.87
K2O	0.68	P2O5	0.10	CR	135.	NI	99.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.14	S	0.17	ZR	132.	SR	173.
C	0.	NB	15.	Y	38.	RB	1.	CU	173.
ZN	265.	CO	219.	V	215.	LOI	1.58	PG	6.
SUMME	100.00								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN.
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE.
FILE RTI11L. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82

PAGE 15

CONTENTS OF CASE NUMBER 61			
NUM1	B749	NUM2	3
FEQ	26.11	MNO	0.08
K20	0.14	CR	0.08
H20P	0.	S	1.08
C	0.	NB	6.
ZN	192.	CO	548.
SUMME	100.42		

AL203
NA20
C02
SR
CU
PG

1.30
3.90
96.
137.
9.
5.24

TI02
CA0
NI
SR
RB
LOI

36.33
8.14
7.08
7.0
31.
524.

SI02
MGO
CR
S
Y
V

0.08
0.17
1.06
6.
284.

NUM1 B749 | NUM2 | 4 || FEQ | 22.09 | MNO | 0.11 |
K20	0.77	P205	0.17
H20P	0.	H20M	1.06
C	0.	NB	6.
ZN	136.	CO	284.
SUMME	98.06		

AL203
NA20
C02
SR
CU
PG

1.87
3.90
96.
137.
9.
5.24

TI02
CA0
NI
SR
RB
LOI

41.16
8.21
135.
3.70
36.
448.

SI02
MGO
CR
S
Y
V

0.11
0.17
1.06
6.
284.

NUM1 B749 | NUM2 | 6 || FEQ | 26.58 | MNO | 0.10 |
K20	0.78	P205	0.13
H20P	0.	H20M	1.06
C	0.	NB	13.
ZN	196.	CO	244.
SUMME	100.56		

AL203
NA20
C02
SR
CU
PG

2.41
3.90
96.
137.
9.
5.24

TI02
CA0
NI
SR
RB
LOI

42.51
9.98
13.08
1.40
12.
503.

SI02
MGO
CR
S
Y
V

0.10
0.13
1.06
6.
244.

NUM1 B749 | NUM2 | 7 || FEQ | 21.81 | MNO | 0.12 |
K20	0.11	P205	0.20
H20P	0.	H20M	0.08
C	0.	NB	9.
ZN	91.	CO	204.
SUMME	110.11		

AL203
NA20
C02
SR
CU
PG

1.97
2.59
63.
147.
4.
-0.18

TI02
CA0
NI
SR
RB
LOI

52.92
7.46
183.
0.53
50.
411.

SI02
MGO
CR
S
Y
V

0.12
0.20
0.08
9.
204.

NUM1 B749 | NUM2 | 64 || FEQ | 21.81 | MNO | 0.12 |
K20	0.11	P205	0.20
H20P	0.	H20M	0.08
C	0.	NB	9.
ZN	91.	CO	204.
SUMME	110.11		

AL203
NA20
C02
SR
CU
PG

1.97
2.59
63.
147.
4.
-0.18

TI02
CA0
NI
SR
RB
LOI

62.78
11.59
1.50
16.
38.

SI02
MGO
CR
S
Y
V

0.12
0.22
0.22
3.
307.

NUM1 B760 | NUM2 | 65 || FEQ | 13.35 | MNO | 0.12 |
K20	0.73	P205	0.13
H20P	0.	H20M	0.22
C	0.	NB	3.
ZN	1041.	CO	307.
SUMME	99.00		

AL203
NA20
C02
SR
CU
PG

0.39
0.38
162.
67.
1.57

TI02
CA0
NI
SR
RB
LOI

13.06
0.38
42.
4407.
9.

SI02
MGO
CR
S
Y
V

0.12
0.22
0.22
3.
307.

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIIMIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

CONTENTS OF CASE NUMBER 66					
NUM1	B853	NUM2	3	S102	51.36
FE1	9.67	MNO	0.08	CAO	7.57
K20	0.28	P205	0.06	NI	14.14
H20P	0.	NR	0.10	SR	159.
C	0.	NR	0.10	SR	58.
ZN	173.	CO	105.	LOI	53.
SUMME	100.29				5.

CONTENTS OF CASE NUMBER 67					
NUM1	B853	NUM2	4	S102	56.76
FE1	16.50	MNO	0.09	CAO	6.84
K20	0.64	P205	0.08	NI	482.
H20P	0.	NR	0.22	SR	46.
C	0.	NR	0.	LOI	2060.
ZN	326.	CO	234.		5.
SUMME	99.34				

CONTENTS OF CASE NUMBER 68					
NUM1	B842	NUM2	6	S102	64.45
FE1	15.59	MNO	0.10	CAO	7.57
K20	0.24	P205	0.11	NI	12.
H20P	0.	NR	0.23	SR	112.
C	0.	NR	0.2	LOI	30.
ZN	719.	CO	409.		2014.
SUMME	99.45				9.

CONTENTS OF CASE NUMBER 69					
NUM1	B842	NUM2	7	S102	62.57
FE1	12.52	MNO	0.04	CAO	3.02
K20	0.95	P205	0.18	NI	204.
H20P	0.	NR	0.28	SR	7.50
C	0.	NR	0.	LOI	58.
ZN	99.85	CO	52.		
SUMME	99.85				

CONTENTS OF CASE NUMBER 70					
NUM1	B844	NUM2	7	S102	50.99
FE1	12.65	MNO	0.07	CAO	9.74
K20	0.45	P205	0.12	NI	154.
H20P	0.	NR	0.11	SR	0.30
C	0.	NR	0.	LOI	28.
ZN	161.	CO	168.		459.
SUMME	100.57				

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KONZENTRATE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE WII11L. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 17

CONTENTS OF CASE NUMBER 71

NUM1	8846	NUM2	9	S102	49.05	TI02	2.59	AL203	14.58
FEG	24.94	MMO	0.13	MGO	7.45	CAO	3.77	NA2O	0.50
K2O	0.40	P2O5	0.41	CR	0.73	NI	31	CO2	0.37
H2OP	0.	H2OM	0.09	Y	0.73	SR	305.	SP	18.
MB	0.	MB	0.	V	79.	RB	9.	CU	144.
ZN	123.	CO	153.		340.	LOI	-0.55	PG	7.
SUMME	103.46								

CONTENTS OF CASE NUMBER 72

NUM1	8845	NUM2	1	S102	47.59	TI02	2.59	AL203	13.32
FEG	27.45	MMO	0.07	MGO	8.59	CAO	4.55	NA2O	0.43
K2O	0.60	P2O5	0.38	CR	97.	NI	43.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.09	S	-1.00	SR	287.	SP	15.
C	0.	MB	14.	Y	66.	RB	14.	CU	215.
ZN	126.	CO	169.	V	331.	LOI	-0.03	PG	7.
SUMME	100.64								

CONTENTS OF CASE NUMBER 73

NUM1	8846	NUM2	5	S102	57.76	TI02	0.57	AL203	15.77
FEG	7.33	MMO	0.08	MGO	7.43	CAO	3.75	NA2O	0.51
K2O	1.89	P2O5	0.09	CR	0.73	NI	182.	CO2	0.37
H2OP	0.	H2OM	0.11	S	0.73	SR	108.	SP	18.
MB	0.	MB	0.	Y	16.	RB	34.	CU	942.
ZN	397.	CO	146.	V	192.	LOI	1.77	PG	11.
SUMME	38.95								

CONTENTS OF CASE NUMBER 74

NUM1	8846	NUM2	6	S102	49.51	TI02	0.45	AL203	14.15
FEG	10.13	MMO	0.14	MGO	8.53	CAO	8.54	NA2O	1.41
K2O	1.03	P2O5	0.10	CR	590.	NI	191.	CO2	0.
H2OP	0.61	H2OM	0.61	S	2.20	SR	35.	SP	90.
C	0.	MB	0.	Y	18.	RB	20.	CU	90.
ZN	1889.	CO	610.	V	193.	LOI	3.84	PG	13.
SUMME	98.53								

CONTENTS OF CASE NUMBER 75

NUM1	8846	NUM2	7	S102	48.43	TI02	0.45	AL203	14.74
FEG	11.46	MMO	0.09	MGO	7.28	CAO	0.22	NA2O	1.91
K2O	1.66	P2O5	0.09	CR	3.14	NI	173.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.	S	14.	SR	63.	SP	92.
MB	0.	MB	0.	Y	14.	RB	22.	CU	15940.
ZN	1612.	CO	995.	V	152.	LOI	5.59	PG	13.
SUMME	97.55								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIHIL. (CREATIV DATE = 11-25-82) R. MENKLE 1981/82

CONTENTS OF CASE NUMBER 75			
NUM1	B846	B	50.61
FEI	11.01	WNO	CAO
K20	1.35	P205	NI
H20P	0.	H20M	SR
C	0.	NB	CU
ZN	1583.	C0	PG
SUMME	97.79		

CONTENTS OF CASE NUMBER 77			
NUM1	B846	9	65.04
FEI	4.97	WNO	CAO
K20	0.68	P205	NI
H20P	0.	H20M	SR
C	0.	NB	CU
ZN	333.	C0	PG
SUMME	99.80		

CONTENTS OF CASE NUMBER 78			
NUM1	B847	0	51.49
FEI	10.85	WNO	CAO
K20	1.56	P205	NI
H20P	0.	H20M	SR
C	0.	NB	CU
ZN	40.	C0	PG
SUMME	98.57		

CONTENTS OF CASE NUMBER 79			
NUM1	B847	1	59.74
FEI	4.97	WNO	CAO
K20	1.39	P205	NI
H20P	0.	H20M	SR
C	0.	NB	CU
ZN	548.	C0	PG
SUMME	99.75		

CONTENTS OF CASE NUMBER 80			
NUM1	B847	9	48.55
FEI	23.60	WNO	CAO
K20	0.34	P205	NI
H20P	0.	H20M	SR
C	0.	NB	CU
ZN	331.	C0	PG
SUMME	99.78		

AL201
NA20
C02
SR
CU
PG

0.50
5.79
115.
93.
23.
5.29

TI02
CAO
NI
ZR
RB
LO1

50.61
6.30
394.
3.40
14.
146.

AL203
NA20
C02
SR
CU
PG

0.54
7.18
1.38
165.
18.
1.25

TI02
CAO
NI
ZR
RB
LO1

65.04
14.19
1.38
0.67
17.
73.

AL203
NA20
C02
SR
CU
PG

1.18
5.73
134.
182.
4.04

TI02
CAO
NI
ZR
RB
LO1

51.49
6.27
210.
5.30
2.4.
265.

AL203
NA20
C02
SR
CU
PG

0.57
6.45
94.
120.
27.
2.77

TI02
CAO
NI
ZR
RB
LO1

59.74
6.85
291.
2.20
19.
121.

AL203
NA20
C02
SR
CU
PG

2.35
2.53
159.
6.
-0.12

TI02
CAO
NI
ZR
RB
LO1

48.55
8.65
230.
39.
471.

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIIMIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. HERKE 1981/82

11-25-82 PAGE 20

CONTENTS OF CASE NUMBER 84							
NUM1	B860	5	SI02	29.75	TI02	0.35	AL203
FEG	27.27	NUM0	MGO	5.80	CA0	8.12	NA20
K20	0.69	P205	CR	434.	NI	399.	CO2
H20P	0.	H20M	S	12.50	ZR	21.	SR
C	0.	NB	Y	17.	RB	10.	CU
ZN	350.	CO	V	161.	LOI	16.55	PG
SUMME	98.57						

CONTENTS OF CASE NUMBER 87							
NUM1	B860	6	SI02	40.64	TI02	0.41	AL203
FEG	18.35	NUM0	MGO	4.84	CA0	11.12	NA20
K20	0.70	P205	CR	385.	NI	1.	CO2
H20P	0.	H20M	S	270.	ZR	12.	SR
C	0.	NB	Y	18.	RB	12.	CU
ZN	950.	CO	V	143.	LOI	9.11	PG
SUMME	99.14						

CONTENTS OF CASE NUMBER 89							
NUM1	B860	7	SI02	52.93	TI02	1.56	AL203
FEG	15.32	NUM0	MGO	6.84	CA0	1.81	NA20
K20	1.76	P205	CR	146.	NI	78.	CO2
H20P	0.	H20M	S	3.00	ZR	143.	SR
C	0.	NB	Y	30.	RB	33.	CU
ZN	1.	CO	V	312.	LOI	5.93	PG
SUMME	98.79						

CONTENTS OF CASE NUMBER 89							
NUM1	B860	8	SI02	49.06	TI02	2.93	AL203
FEG	21.84	NUM0	MGO	126.	CA0	4.11	NA20
K20	0.47	P205	CR	58.	NI	58.	CO2
H20P	0.	H20M	S	2.20	ZR	218.	SR
C	0.	NB	Y	50.	RB	132.	CU
ZN	380.	CO	V	449.	LOI	1.07	PG
SUMME	99.91						

CONTENTS OF CASE NUMBER 90							
NUM1	B860	9	SI02	46.06	TI02	0.83	AL203
FEG	17.27	NUM0	MGO	5.80	CA0	4.41	NA20
K20	1.71	P205	CR	236.	NI	255.	CO2
H20P	0.	H20M	S	6.90	ZR	89.	SR
C	0.	NB	Y	14.	RB	11.	CU
ZN	1110.	CO	V	177.	LOI	6.70	PG
SUMME	95.94						

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIHLIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKL - 1981/82

11-25-82 PAGE 21

CONTENTS OF CASE NUMBER 91			
NUM1	3861	NUM2	
FEQ	17.11	MNO	0
K20	1.30	MGO	0.04
H2OP	0.	CR	0.08
C	0.	S	1.52
NB	0.	Y	16.
CO	54.71	V	14.75.
SUMME	97.25		

CONTENTS OF CASE NUMBER 92			
NUM1	DB61	NUM2	
FEQ	25.26	MNO	1
K20	1.79	MGO	0.07
H2OP	0.	CR	0.12
C	0.	S	2.11
NB	0.	Y	10.0
CO	4.507.	V	22.
SUMME	96.48		

CONTENTS OF CASE NUMBER 93			
NUM1	DB61	NUM2	
FEQ	12.06	MNO	2
K20	1.18	MGO	0.03
H2OP	0.	CR	0.12
C	0.	S	1.26
NB	0.	Y	0.
CO	2945.	V	940.
SUMME	97.28		

CONTENTS OF CASE NUMBER 94			
NUM1	DB63	NUM2	
FEQ	12.26	MNO	5
K20	1.42	MGO	0.06
H2OP	0.	CR	0.11
C	0.	S	0.55
NB	0.	Y	15.
CO	-1.	V	36.
SUMME	110.21		

CONTENTS OF CASE NUMBER 95			
NUM1	DB63	NUM2	
FEQ	11.10	MNO	7
K20	2.06	MGO	0.05
H2OP	0.	CR	0.25
C	0.	S	0.16
NB	0.	Y	2.
CO	99.51	V	107.
SUMME			

11.75
3.05
0.
92.
91.39.
17.
17.

0.14
4.15
13.
17.
9.45

50.62
1.81
217.
7.60
16.
60.

SI02
MGO
CR
S
Y
V

0
0.04
0.08
1.52
0.
14.75.

AL203
NA20
CO2
SR
CU
PG

10.61
0.16
57.
14.937.
35.
16.

0.21
3.16
4.
19.
35.
13.28

36.86
3.96
10.0
22.
147.

SI02
MGO
CR
S
Y
V

AL203
NA20
CO2
SR
CU
PG

12.42
2.67
0.
107.
3667.
17.

0.11
2.32
213.
13.
23.
6.92

57.20
1.75
265.
4.60
13.
67.

SI02
MGO
CR
S
Y
V

2
0.03
0.12
1.26
0.
940.

AL203
NA20
CO2
SR
CU
PG

12.56
0.68
48.
-1.
9.

0.29
2.40
132.
22.
0.94

65.49
3.37
13.6
0.55
15.
36.

SI02
MGO
CR
S
Y
V

5
0.06
0.11
0.
117.

AL203
NA20
CO2
SR
CU
PG

14.44
0.97
0.
53.
-.
9.

0.43
4.37
34.
172.
18.
1.31

60.28
4.27
126.
0.75
18.
49.

SI02
MGO
CR
S
Y
V

7
0.05
0.25
0.16
2.
107.

AL203
NA20
CO2
SR
CU
PG

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RITHIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

PAGE 22

11-25-82

CONTENTS OF CASE NUMBER 96

NUM1	8864	NUM2	0	SI02	42.37	TI02	0.64	AL203	15.45
FEI	21.14	MNO	0.11	MGO	8.59	CAO	6.41	NA2O	0.41
K2O	1.08	P2O5	0.35	CR	89.	NI	0.27	CO2	0.27
H2OP	0.	H2OM	0.19	S	2.40	ZR	190.	SR	42.
C	0.	NB	4.	Y	23.	RB	23.	CU	1978.
ZN	409.	CO	504.	V	64.	LOI	2.53	PG	7.
SUMME	100.52								

CONTENTS OF CASE NUMBER 97

NUM1	8864	NUM2	4	SI02	34.72	TI02	1.33	AL203	13.53
FEI	24.82	MNO	0.05	MGO	7.81	CAO	2.25	NA2O	0.21
K2O	4.57	P2O5	0.28	CR	7.24	NI	0.23	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	1.20	S	6.00	ZR	113.	SR	1219.
C	0.	NB	1.	Y	25.	RB	113.	CU	1219.
ZN	260.	CO	1016.	V	256.	LOI	7.37	PG	10.
SUMME	96.92								

CONTENTS OF CASE NUMBER 98

NUM1	8864	NUM2	5	SI02	45.68	TI02	0.63	AL203	13.20
FEI	20.23	MNO	0.14	MGO	7.05	CAO	6.41	NA2O	0.48
K2O	0.65	P2O5	0.34	CR	7.2.	NI	39.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.98	S	3.30	ZR	176.	SR	56.
C	0.	NB	0.	Y	23.	RB	17.	CU	4868.
ZN	369.	CO	616.	V	50.	LOI	4.39	PG	7.
SUMME	98.99								

CONTENTS OF CASE NUMBER 99

NUM1	8864	NUM2	6	SI02	54.06	TI02	0.43	AL203	14.37
FEI	15.11	MNO	0.10	MGO	6.87	CAO	4.89	NA2O	0.90
K2O	0.66	P2O5	0.17	CR	10.14	ZR	-1.	SR	0.
H2OP	0.	H2OM	0.22	S	0.93	NI	-1.	CO2	1012.
C	0.	NB	-1.	Y	69.	RB	1.77	CU	13.
ZN	267.	CO	268.	V		LOI		PG	
SUMME	100.30								

CONTENTS OF CASE NUMBER 100

NUM1	8864	NUM2	7	SI02	41.85	TI02	0.34	AL203	13.62
FEI	21.65	MNO	0.13	MGO	9.57	CAO	6.96	NA2O	0.39
K2O	1.09	P2O5	0.22	CR	5.9.	NI	53.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.42	S	3.70	ZR	167.	SR	50.
C	0.	NB	0.	Y	27.	RB	27.	CU	3544.
ZN	971.	CO	753.	V	47.	LOI	4.03	PG	6.
SUMME	97.87								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KONZENTRATIONS BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RT111L (CREATION DATE = 11-25-87) R. MERKEL Q21782

11-25-87 PAGE 23

CONTENTS OF CASE NUMBER 101

NUM1	BB64	8	SI02	44.42	TI02	0.57	AL203	12.08
FEQ	28.71	0.20	MGO	9.32	CAO	2.88	NA2O	0.38
K2O	0.45	0.96	CR	2.80	NI	14.	CO2	0.
H2OP	0.	0.	S	26.	ZR	149.	SR	2793.
C	0.	0.	Y	97.	RB	9.	CU	6.
ZN	263.	761.	V		LOI	3.45	PG	
SUMME	99.69							

CONTENTS OF CASE NUMBER 102

NUM1	BB64	9	SI02	36.66	TI02	2.57	AL203	11.87
FEQ	22.40	0.06	MGO	11.15	CAO	8.55	NA2O	0.51
K2O	0.72	0.24	CR	68.	NI	66.	CO2	0.92
H2OP	0.62	0.96	S	3.94	ZR	155.	SR	3823.
C	0.63	8.	Y	45.	RB	0.	CU	1.
ZN	520.	782.	V	534.	LOI	5.39	PG	
SUMME	100.22							

CONTENTS OF CASE NUMBER 103

NUM1	BB65	0	SI02	39.21	TI02	2.08	AL203	12.35
FEQ	28.39	0.15	MGO	13.1	CAO	5.62	NA2O	0.37
K2O	0.44	0.99	CR	13.1	NI	183.	CO2	0.
H2OP	0.	0.8.	S	3.50	ZR	8.	SR	18.
C	0.	8.	Y	44.	RB	3755.	CU	1755.
ZN	330.	682.	V	385.	LOI	3.69	PG	6.
SUMME	98.49							

CONTENTS OF CASE NUMBER 104

NUM1	BB65	1	SI02	45.00	TI02	0.72	AL203	12.87
FEQ	21.39	0.09	MGO	7.63	CAO	6.77	NA2O	0.40
K2O	0.37	0.21	CR	82.	NI	56.	CO2	0.
H2OP	0.	0.94	S	5.90	ZR	146.	SR	2288.
C	0.	2.	Y	136.	RB	2.	CU	6.
ZN	110.	737.	V	135.	LOI	4.79	PG	
SUMME	100.74							

CONTENTS OF CASE NUMBER 105

NUM1	BB65	2	SI02	57.36	TI02	0.56	AL203	14.37
FEQ	15.11	0.08	MGO	17.20	CAO	5.26	NA2O	0.73
K2O	0.31	0.24	CR	172.	NI	177.	CO2	0.
H2OP	0.	0.25	S	21.	ZR	26.	SR	41.
C	0.	4.	Y	62.	RB	1.34	CU	1239.
ZN	262.	264.	V		LOI		PG	6.
SUMME	100.16							

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE HEFENDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIIMIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKE 1981/82

11-25-82 PAGE 24

CONTENTS OF CASE NUMBER 105

NUM1	8865	NUM2	6	SI02	32.84	TI02	0.11	AL203	9.51
FE0	23.88	MNO	0.11	MGO	5.86	CAO	8.71	NA2O	0.45
K20	0.73	P2O5	0.28	CR	406.	NI	475.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	2.65	S	10.40	ZR	35.	SR	63.
C	0.	NB	0.	Y	18.	RB	22.	CU	9576.
ZN	2572.	CO	1815.	V	147.	LOI	15.16	PG	15.
SUMME	97.84								

CONTENTS OF CASE NUMBER 107

NUM1	8845	NUM2	7	SI02	48.68	TI02	0.46	AL203	8.99
FE0	13.91	MNO	0.11	MGO	187.	CAO	165.	CO2	0.41
K20	0.73	P2O5	0.33	CR	187.	NI	46.	SR	50.
H2OP	0.	H2OM	0.44	S	3.90	ZR	26.	CU	6106.
C	0.	NB	5.	Y	44.	RB	3.73	PG	13.
ZN	2439.	CO	837.	V	108.	LOI			
SUMME	99.20								

CONTENTS OF CASE NUMBER 108

NUM1	8865	NUM2	8	SI02	20.75	TI02	0.35	AL203	12.11
FE0	13.91	MNO	0.13	MGO	17.47	CAO	17.22	NA2O	0.07
K20	0.11	P2O5	0.39	CR	147.	NI	164.	CO2	11.89
H2OP	0.73	H2OM	0.10	S	2.99	ZR	111.	SR	101.
C	0.9	NB	0.	Y	40.	RB	11.82	CU	1863.
ZN	1633.	CO	423.	V	74.	LOI		PG	13.
SUMME	94.34								

CONTENTS OF CASE NUMBER 109

NUM1	8865	NUM2	9	SI02	24.13	TI02	0.91	AL203	18.58
FE0	27.90	MNO	0.16	MGO	16.41	CAO	6.14	NA2O	0.24
K20	0.16	P2O5	0.37	CR	68.	NI	339.	CO2	1.47
H2OP	4.54	H2OM	0.38	S	4.15	ZR	155.	SR	39.
C	1.53	NB	3.	Y	99.	RB	5.73	CU	2833.
ZN	590.	CO	536.	V	146.	LOI		PG	2.
SUMME	100.74								

CONTENTS OF CASE NUMBER 110

NUM1	8866	NUM2	10	SI02	25.53	TI02	1.34	AL203	17.12
FE0	13.94	MNO	0.13	MGO	13.55	CAO	4.82	NA2O	0.35
K20	0.16	P2O5	0.40	CR	181.	NI	181.	CO2	0.07
H2OP	2.04	H2OM	0.39	S	4.05	ZR	181.	SR	3055.
C	1.86	NB	4.	Y	97.	RB	5.41	CU	3055.
ZN	344.	CO	643.	V	199.	LOI		PG	2.
SUMME	103.07								

CONTENTS OF CASE NUMBER		111
NUM1		
MS66		
NUM2		
YMO2		
YMO1	1	
MO	0.23	
MO2	15.16	
SR	0.12	
Y	71	
Y	232	
CO	302	
CO	392	
ZN	100.76	
YUM6		
YMO2		1.11
YMO1		1.02
MO		1.87
MO2		2.85
SR		2.85
Y		2.0
Y		33.3
CO		2
CO		2
ZN		16.01
YUM6		0.72
YMO2		0.2
YMO1		0.2
MO		0.2
MO2		0.2
SR		0.2
Y		0.2
Y		0.2
CO		0.2
CO		0.2
ZN		0.2
YUM6		0.2

CONTENTS OF CASE NUMBER		112			112			16.30
NUM1	8856	NUM2	2	SI02	23.76	TI02	2.14	AL203
FE6	36.64	MNO	0.44	MNO	13.89	CA0	4.86	Na2O
K20	0.70	CR	0.17	CR	9.2	SI	0.17	SiO2
H20P	2.10	H20M	0.60	Y	0.77	SR	1.2	SR
Y	57.6	Y	626*	V	446*	RR	0	CU
ZN	57.6	CD	626*	V	446*	LO1	4.96	PG
LYNME	92.95							

CONTENTS OF CASE NUMBER 113					
NUM1	H866	NUM2		3	3102
PE6	36-33	MUG			24-93
K20	0-18	P205		0.14	11-92
H20P	1-24	H20A		0.19	84
WB	1-67	Y		0.22	0-42
C		CAST		36	16
				226	101
					3-80
					5
					P5
					CU
					3379
					2
					1102
					0-91
					AL203
					18-46
					0.10
					NA2O
					1-53
					CO2
					1-04
					SR
					10

CONTENTS OF CASE NUMBER		114									
MUM1	R866		NH92	4	S102	25.18	T102	2.21	AL203	17.36	
EFG	35.21	WNO		0.13	MGO	13.54	CAO	2.18	MA20	0.14	
K20	0.29	P205		0.36	CR	11.24	NI	55.4	C02	1.15	
H2OP	2.47	H2OM		0.34			ZR	200.	SR	1.5	
	1.42	ND		9.	Y	52.	RB	8.	CU	580.	
ZN	A53	CD		4.96.	V	422.	L01	3.25	PG	2.	

CONTENTS OF CASE NUMBER 115			AL203		
NUM1	B866	5	ST02	28.99	1102
FE1	51.18	0.15	MGO	14.72	CAO
K20	0.17	0.05	SR	0.85	CSO
NI20P	1.04	1.0	SR	167.	SR
NI20	271	530.	V	654.	CU
NI20	271	530.	V	654.	PG
SUMME	100.27				2.18
					2.51
					16.31
					9.09
					2.95
					2.95
					2.

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIIL1IL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 781782

11-25-82 PAGE 27

CONTENTS OF CASE NUMBER 121

NUM1	B86R	NUM2	8	SI02	47.39	TI02	0.25	AL203	15.60
FEI	16.28	MNO	0.06	MGO	5.82	CAO	15.64	NA2O	0.20
K2O	0.20	P2O5	0.52	CR	17.1	NI	2.77	CO2	1.77
H2OP	0.11	H2OM	1.05	Y	11.0	SR	97.	CU	76.
C	0.13	CO	2.	V	18.	RB	4.	CU	5240.
ZN	63.	CO	655.	V	23.	LOI	5.43	PG	1.
SUMME	99.99								

CONTENTS OF CASE NUMBER 122

NUM1	B870	NUM2	6	SI02	46.69	TI02	1.18	AL203	15.55
FEI	18.72	MNO	0.12	MGO	8.28	CAO	6.88	NA2O	0.77
K2O	0.99	P2O5	0.28	CR	81.	NI	45.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.12	S	1.50	ZR	185.	SR	61.
C	0.	NB	5.	Y	25.	RB	27.	CU	1251.
ZN	651.	CO	373.	V	230.	LOI	1.08	PG	6.
SUMME	100.14								

CONTENTS OF CASE NUMBER 123

NUM1	B870	NUM2	5	SI02	50.09	TI02	1.67	AL203	15.94
FEI	14.07	MNO	0.06	MGO	6.23	CAO	2.75	NA2O	0.12
K2O	1.55	P2O5	0.24	CR	16.2	NI	169.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.13	Y	210	SR	149.	CU	15.
C	0.	NB	11.	V	310	RB	97.	CU	1352.
ZN	828.	CO	323.	V	319.	LOI	2.28	PG	12.
SUMME	99.00								

CONTENTS OF CASE NUMBER 124

NUM1	B870	NUM2	6	SI02	56.89	TI02	1.18	AL203	15.07
FEI	9.87	MNO	0.13	MGO	6.13	CAO	8.89	NA2O	0.75
K2O	0.97	P2O5	0.27	CR	356.	NI	78.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.18	S	1.70	ZR	119.	SR	119.
C	0.	NB	6.	Y	26.	RB	22.	CU	1960.
ZN	524.	CO	153.	V	239.	LOI	1.59	PG	13.
SUMME	99.74								

CONTENTS OF CASE NUMBER 125

NUM1	B871	NUM2	0	SI02	44.73	TI02	0.75	AL203	13.80
FEI	14.31	MNO	0.12	MGO	70.12	CAO	192.	NA2O	0.75
K2O	0.12	P2O5	0.15	CR	70.12	NI	192.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.88	S	4.10	ZR	62.	SR	117.
C	0.	NB	2.	Y	24.	RB	21.	CU	6412.
ZN	1935.	CO	828.	V	238.	LOI	5.51	PG	13.
SUMME	98.81								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIITHIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 28

CONTENTS OF CASE NUMBER 126

NUM1	BR71	1	SI02	39.67	TI02	0.26	AL203	9.34
FEG	22.14	WNO	MGO	5.77	CA0	8.04	NA20	0.35
K20	0.47	P205	CR	22.7	NI	375.	C02	0.
H20P	0.	H20M	S	9.00	ZR	106.	SR	63.
C	0.	Y	Y	8.	RB	11.82	CU	6353.
ZN	4320.	C0	V	86.	L01		PG	13.
SUMME	98.23							

CONTENTS OF CASE NUMBER 127

NUM1	BR71	2	SI02	50.12	TI02	0.43	AL203	13.21
FEG	13.52	WNO	MGO	5.40	CA0	3.77	NA20	1.56
K20	2.07	P205	CR	182.	NI	195.	C02	0.
H20P	0.	H20M	S	4.60	ZR	76.	SR	78.
C	0.	NB	Y	16.	RB	38.	CU	2683.
ZN	851.	C0	V	77.	L01	6.76	PG	12.
SUMME	97.28							

CONTENTS OF CASE NUMBER 128

NUM1	BR71	3	SI02	18.94	TI02	0.26	AL203	2.79
FEG	44.34	WNO	MGO	1.43	CA0	3.32	NA20	0.11
K20	0.21	P205	CR	210.	NI	97.	C02	0.
H20P	0.	H20M	S	27.	ZR	27.	SR	20.
C	0.	NB	Y	15.	RB	2.	CU	9165.
ZN	582.	C0	V	96.	L01	24.63	PG	15.
SUMME	96.28							

CONTENTS OF CASE NUMBER 129

NUM1	BR71	4	SI02	59.12	TI02	0.31	AL203	14.38
FEG	8.43	WNO	MGO	3.99	CA0	4.02	NA20	2.61
K20	1.53	P205	CR	134.	NI	99.	C02	0.
H20P	0.	H20M	S	24.20	ZR	79.	SR	105.
C	0.	NB	Y	16.	RB	28.	CU	4302.
ZN	595.	C0	V	34.50	L01		PG	12.
SUMME	98.10							

CONTENTS OF CASE NUMBER 130

NUM1	BR71	5	SI02	6.61	TI02	0.26	AL203	1.56
FEG	57.53	WNO	MGO	0.88	CA0	1.12	NA20	0.07
K20	0.12	P205	CR	32.00	NI	1328.	C02	0.
H20P	0.	H20M	S	9.	ZR	9.	SR	17.
C	0.	NB	Y	8.	RB	0.	CU	14867.
ZN	471.	C0	V	48.	L01	27.70	PG	15.
SUMME	95.56							

AUF LISTEN DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
 DER GERÄTEN UND KONTAKTE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
 FILE R1111.. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 31

CONTENTS OF CASE NUMBER 141

NUM1	3872	NUM2	4	S102	41.95	T102	1.97	AL203	12.07
FEQ	21.43	MNO	0.16	MGO	8.39	CAO	3.35	NA2O	0.20
K2O	0.20	P2O5	1.25	CR	177.	N1	165.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	1.00	S	4.90	ZR	136.	SR	20.
C	0.	NB	9.	Y	45.	RB	3.	CU	5188.
ZN	134.	CO	623.	V	677.	L01	4.14	PG	6.
SUMME	79.66								

CONTENTS OF CASE NUMBER 142

NUM1	3872	NUM2	7	S102	37.18	T102	1.52	AL203	15.61
FEQ	21.43	MNO	0.14	MGO	12.88	CAO	6.84	NA2O	0.46
K2O	0.14	P2O5	0.29	CR	118.	N1	58.	CO2	0.34
H2OP	2.55	H2OM	0.42	S	2.05	ZR	181.	SR	30.
C	0.80	NB	11.	Y	45.	RB	0.	CU	1755.
ZN	100.64	CO	290.	V	361.	L01	4.13	PG	1.
SUMME	100.64								

CONTENTS OF CASE NUMBER 143

NUM1	3872	NUM2	8	S102	45.45	T102	1.79	AL203	16.10
FEQ	21.43	MNO	0.16	MGO	9.70	CAO	4.07	NA2O	0.24
K2O	0.14	P2O5	0.26	CR	182.	N1	58.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.12	S	3.50	ZR	167.	SR	32.
C	0.	NB	9.	Y	39.	RB	2.	CU	159.
ZN	71.	CO	106.	V	405.	L01	0.87	PG	6.
SUMME	100.58								

CONTENTS OF CASE NUMBER 144

NUM1	3872	NUM2	9	S102	45.15	T102	2.15	AL203	13.64
FEQ	22.75	MNO	0.12	MGO	10.16	CAO	4.55	NA2O	0.25
K2O	0.12	P2O5	0.22	CR	186.	N1	58.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.18	S	5.00	ZR	189.	SR	114.
C	0.	NB	11.	Y	45.	RB	2.	CU	255.
ZN	70.	CO	168.	V	471.	L01	0.80	PG	6.
SUMME	99.51								

CONTENTS OF CASE NUMBER 145

NUM1	3872	NUM2	0	S102	41.95	T102	2.29	AL203	12.71
FEQ	23.14	MNO	0.14	MGO	11.44	CAO	5.95	NA2O	0.46
K2O	0.16	P2O5	0.26	CR	156.	N1	77.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.19	S	4.60	ZR	168.	SR	21.
C	0.	NB	14.	Y	52.	RB	0.	CU	16.
ZN	35.	CO	156.	V	490.	L01	1.02	PG	6.
SUMME	100.12								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIHILL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 32

CONTENTS OF CASE NUMBER 145

NUM1	8875	SI02	41.67	TI02	1.18	AL203	11.33
FE6	20.27	MGO	13.52	CA0	8.58	NA2O	0.30
K20	0.15	CR	17.3	NI	112	C02	25.
H20P	0.15	S	4.60	ZR	89.	SR	190.
C	0.	Y	53.	RB	0.	CU	6.
ZN	93.	V	307.	LOI	2.93	PG	
SUMME	100.22						

CONTENTS OF CASE NUMBER 147

NUM1	8873	SI02	51.35	TI02	0.29	AL203	12.58
FE6	18.75	MGO	9.24	CA0	2.44	NA2O	1.00
K20	0.04	CR	281.	NI	175.	C02	0.7
H20P	0.	Y	6.0	ZR	88	SR	231.
C	0.	V	19.	RB	20.	CU	11.
ZN	210.		111.	LOI	4.95	PG	
SUMME	99.83						

CONTENTS OF CASE NUMBER 148

NUM1	8875	SI02	56.94	TI02	0.39	AL203	8.99
FE6	18.20	MGO	7.06	CA0	9.28	NA2O	0.46
K20	0.31	CR	569.	NI	125.	C02	0.
H20P	0.	S	2.10	ZR	40.	SR	35.
C	0.	Y	14.	RB	5.	CU	947.
ZN	452.	V	210.	LOI	1.76	PG	5.
SUMME	100.12						

CONTENTS OF CASE NUMBER 149

NUM1	8875	SI02	67.69	TI02	0.23	AL203	8.43
FE6	12.29	MGO	4.45	CA0	4.58	NA2O	0.71
K20	0.23	CR	1.20	NI	92.	C02	0.
H20P	0.	S	-1.	ZR	-1.	SR	-1.
C	0.	Y	-1.	RB	-1.	CU	580.
ZN	235.	V	-1.	LOI	0.81	PG	5.?
SUMME	100.22						

CONTENTS OF CASE NUMBER 150

NUM1	8875	SI02	61.63	TI02	0.49	AL203	15.14
FE6	6.17	MGO	5.02	CA0	10.35	NA2O	0.76
K20	0.55	CR	1.28.	NI	33.	C02	0.
H20P	0.	S	1.00	ZR	142.	SR	437.
C	0.	Y	114.	RB	11.	CU	4.
ZN	31.	V	89.	LOI	1.38	PG	15.
SUMME	99.96						

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIITILL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 33

CONTENTS OF CASE NUMBER 151

NUM1	9875	NUM2	7	SI02	55.32	TI02	0.11	AL203	12.90
FEI	11.98	MNO	0.09	MGO	18.0	CA0	2.83	NA2O	1.43
K2O	2.19	P2O5	0.16	CR	3.55	NI	127.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.19	S	1.50	SR	61.	SR	92.
C	0.	NB	0.	Y	10.	ZR	103.	CU	717.
ZN	174.	CO	131.	V	98.	LO1	2.47	P6	11.
SUMME	99.20								

CONTENTS OF CASE NUMBER 152

NUM1	9876	NUM2	5	SI02	70.60	TI02	0.27	AL203	14.99
FEI	2.79	MNO	0.04	MGO	2.13	CA0	1.49	NA2O	5.80
K2O	1.27	P2O5	0.09	CR	134.	NI	24.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.02	S	0.08	SR	103.	SR	156.
C	0.	NB	2.	Y	20.	ZR	204.	CU	17.
ZN	126.	CO	9.	V	29.	LO1	0.68	P6	10.
SUMME	100.15								

CONTENTS OF CASE NUMBER 153

NUM1	9877	NUM2	1	SI02	54.37	TI02	0.30	AL203	12.70
FEI	10.18	MNO	0.12	MGO	45.07	CA0	7.18	NA2O	1.63
K2O	1.12	P2O5	0.06	CR	4.50	NI	104.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.19	S	0.08	ZR	10.	SR	84.
C	0.	NB	0.	Y	16.	R9	24.	CU	165.
ZN	139.	CO	40.	V	157.	LO1	2.18	P6	5.
SUMME	99.85								

CONTENTS OF CASE NUMBER 154

NUM1	9877	NUM2	2	SI02	50.18	TI02	0.36	AL203	15.50
FEI	9.48	MNO	0.16	MGO	10.32	CA0	9.15	NA2O	1.34
K2O	1.02	P2O5	0.03	CR	605.	NI	138.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.17	S	0.16	ZR	10.	SR	106.
C	0.	NB	0.	Y	23.	LO1	33.	CU	47.
ZN	102.	CO	44.	V	205.		2.12	P6	5.
SUMME	99.67								

CONTENTS OF CASE NUMBER 155

NUM1	9877	NUM2	4	SI02	50.72	TI02	0.36	AL203	15.26
FEI	8.50	MNO	0.13	MGO	10.29	CA0	10.21	NA2O	1.78
K2O	0.61	P2O5	0.03	CR	707.	NI	155.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.17	S	0.17	ZR	18.	SR	118.
C	0.	NB	0.	Y	15.	LO1	12.	CU	54.
ZN	96.	CO	49.	V	207.		1.57	P6	3.
SUMME	99.76								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RI141L (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 34

CONTENTS OF CASE NUMBER 156

NUM1	1	ST02	47.75	TI02	0.45	AL203	17.04
FE6	MM02	MM0	9.15	CA0	11.92	NA20	0.75
K20	1.67	P205	0.08	NI	162	C02	171.
H20P	0.31	S	1.60	SR	35.	SR	1874.
C	0.	NB	13.	RB	40.	CU	1874.
ZN	238.	CO	92.	L01	3.37	PG	13.
SUMME	99.70						

CONTENTS OF CASE NUMBER 157

NUM1	2	ST02	47.97	TI02	2.06	AL203	13.04
FE6	MM02	MM0	8.80	CA0	1.55	NA20	0.85
K20	3.50	P205	0.22	NI	179.	C02	0.
H20P	0.	S	0.18	SR	52.	SR	279.
C	0.	NB	10.	RB	37.	CU	279.
ZN	369.	CO	87.	L01	1.92	PG	9.
SUMME	99.06						

CONTENTS OF CASE NUMBER 158

NUM1	3	ST02	47.75	TI02	2.83	AL203	13.47
FE6	MM02	MM0	8.77	CA0	2.46	NA20	1.56
K20	1.67	P205	0.17	NI	60.	C02	0.
H20P	0.	S	0.38	SR	220.	SR	40.
C	0.	NB	14.	RB	20.	CU	244.
ZN	405.	CO	85.	L01	0.44	PG	9.
SUMME	101.26						

CONTENTS OF CASE NUMBER 159

NUM1	6	ST02	45.56	TI02	3.64	AL203	15.23
FE6	MM02	MM0	15.24	CA0	2.87	NA20	0.85
K20	0.11	P205	0.12	NI	83.	C02	0.
H20P	0.	S	0.53	SR	225.	SR	25.
C	0.	NB	54.	RB	18.	CU	765.
ZN	264.	CO	96.	L01	0.35	PG	7.
SUMME	100.06						

CONTENTS OF CASE NUMBER 160

NUM1	0	ST02	50.86	TI02	2.44	AL203	13.38
FE6	MM02	MM0	7.89	CA0	6.47	NA20	0.66
K20	0.25	P205	1.26	NI	63.	C02	0.
H20P	0.30	S	0.05	SR	161.	SR	38.
C	0.	NB	12.	RB	3.	CU	459.
ZN	188.	CO	87.	L01	-0.11	PG	7.
SUMME	99.86						

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
 DER VERMESSUNGS- UND KONTAKTSENSE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
 FILE RTHIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 35

CONTENTS OF CASE NUMBER 161

NUM1	8881	S	S102	46.02	T102	0.33	AL203	13.04
FEG	9.9	0.12	MGO	11.33	CAO	16.73	NA2O	0.50
K2O	0.01	0.06	CR	68.4	NI	83.	CO2	0.
H2OP	0.	0.17	S	2.10	ZR	25.	SR	133.
C	0.	0.	Y	11.	RB	21.	CU	336.
ZN	221.	27.	V	170.	LO1	2.96	PG	13.
SUMME	101.16							

CONTENTS OF CASE NUMBER 162

NUM1	8881	6	S102	30.91	T102	0.27	AL203	10.66
FEG	28.8R	0.08	MGO	7.48	CAO	12.22	NA2O	0.74
K2O	1.31	0.15	CR	51.1.	NI	267.	CO2	108.
H2OP	0.	0.26	S	14.10	ZR	21.	SR	2800.
C	0.	0.	Y	143.	RB	8.33	CU	15.
ZN	100.73	93.	V		LO1		PG	
SUMME								

CONTENTS OF CASE NUMBER 163

NUM1	8881	8	S102	47.39	T102	0.51	AL203	15.32
FEG	15.44R	0.12	MGO	7.34	CAO	8.04	NA2O	2.03
K2O	1.18	0.12	CR	657.	NI	135.	CO2	0.
H2OP	0.	0.17	S	5.70	ZR	56.	SR	129.
C	0.	0.	Y	14.	RB	19.	CU	1233.
ZN	179.	56.	V	208.	LO1	3.41	PG	13.
SUMME	100.12							

CONTENTS OF CASE NUMBER 164

NUM1	8884	5	S102	50.84	T102	2.20	AL203	13.88
FEG	18.30	0.17	MGO	7.33	CAO	4.21	NA2O	1.10
K2O	1.14	0.46	CR	121.	NI	207.	CO2	0.46
H2OP	0.	0.09	S	0.35	ZR	25.	SR	94.
C	0.	0.16	Y	299.	RB	0.37	CU	9.
ZN	126.	79.	V		LO1		PG	
SUMME	99.70							

CONTENTS OF CASE NUMBER 165

NUM1	8885	1	S102	46.31	T102	1.25	AL203	12.43
FEG	20.60	0.15	MGO	9.09	CAO	3.73	NA2O	0.46
K2O	0.28	0.28	CR	136.	NI	57.	CO2	0.
H2OP	0.	0.34	S	2.60	ZR	139.	SR	233.
C	0.	6.	Y	40.	RB	20.	CU	363.
ZN	144.	143.	V	499.	LO1	2.38	PG	7.
SUMME	100.37							

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
 ENKLARUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
 FILE RTIHL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

CONTENTS OF CASE NUMBER 166

NUM1	BR86	NUM2	0	SI02	55.39	TI02	0.33	AL203	13.03
FE6	13.22	MNO	0.09	MGO	6.89	CAO	8.12	NA2O	0.42
K2O	0.58	P2O5	0.21	CR	101.	NI	55.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.19	S	2.60	SR	155.	SR	66.
C	0.	D	0.	Y	11.94	CU	1599.	CU	1599.
ZN	419.	CO	706.	V	47.	LOI	1.97	PG	19.
SUMME	100.22								

CONTENTS OF CASE NUMBER 167

NUM1	BR86	NUM2	1	SI02	55.73	TI02	0.51	AL203	13.46
FE6	12.32	MNO	0.06	MGO	7.72	CAO	3.18	NA2O	0.42
K2O	2.76	P2O5	0.21	CR	118.	NI	31.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.31	S	1.10	SR	147.	SR	42.
C	0.	NB	3.	Y	13.	RB	41.	CU	507.
ZN	487.	CO	246.	V	80.	LOI	3.34	PG	9.
SUMME	99.93								

CONTENTS OF CASE NUMBER 168

NUM1	BR86	NUM2	2	SI02	50.77	TI02	0.47	AL203	15.79
FE6	10.04	MNO	0.08	MGO	9.02	CAO	5.35	NA2O	0.52
K2O	0.44	P2O5	0.26	CR	2.00	NI	175.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.40	S	2.00	SR	52.	SR	81.
C	0.	NB	0.	Y	13.	RB	3.56	CU	1796.
ZN	465.	CO	202.	V	60.	LOI	12.	PG	12.
SUMME	99.00								

CONTENTS OF CASE NUMBER 169

NUM1	BR86	NUM2	3	SI02	41.70	TI02	0.32	AL203	14.87
FE6	11.95	MNO	0.11	MGO	9.93	CAO	12.27	NA2O	0.34
K2O	0.77	P2O5	0.51	CR	605.	NI	156.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.88	S	3.90	SR	47.	SR	92.
C	0.	NB	0.	Y	16.	RB	15.	CU	827.
ZN	372.	CO	372.	V	198.	LOI	6.09	PG	13.
SUMME	98.93								

CONTENTS OF CASE NUMBER 173

NUM1	BR86	NUM2	4	SI02	41.21	TI02	0.45	AL203	16.93
FE6	13.31	MNO	0.12	MGO	9.96	CAO	17.65	NA2O	0.34
K2O	0.19	P2O5	0.70	CR	695.	NI	175.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.44	S	4.40	SR	50.	SR	103.
C	0.	NB	0.	Y	20.	RB	19.	CU	628.
ZN	430.	CO	385.	V	233.	LOI	3.98	PG	13.
SUMME	99.14								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIHIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1081/82

CONTENTS OF CASE NUMBER 175					
NUM1	0890	NUM2	7	SI02	59.84
PEG	11.13	MNO	0.04	TI02	0.61
X20	0.92	CR	0.39	CA0	3.69
H2OP	0.	H2OM	0.12	NI	35.
C	0.	S	0.01	SR	209.
ZN	27.	Y	7.	CU	8.
SUMME	100.78	V	98.	PG	7.

CONTENTS OF CASE NUMBER 177					
NUM1	0890	NUM2	8	SI02	60.13
PEG	11.63	MNO	0.04	TI02	0.43
X20	1.16	CR	0.12	CA0	2.02
H2OP	0.	S	0.01	NI	159.
C	0.	Y	15.	SR	18.
ZN	44.	V	113.	CU	9.
SUMME	100.29			PG	7.

CONTENTS OF CASE NUMBER 178					
NUM1	0891	NUM2	7	SI02	40.35
PEG	26.48	MNO	0.14	TI02	3.33
X20	0.81	CR	0.28	CA0	3.58
H2OP	0.	P205	143.	NI	68.
C	0.	S	5.40	SR	225.
ZN	11.	Y	562.	CU	1.68
SUMME	100.21	V		PG	7.

CONTENTS OF CASE NUMBER 179					
NUM1	0892	NUM2	0	SI02	31.42
PEG	23.51	MNO	0.10	TI02	0.40
X20	0.54	CR	0.20	CA0	10.20
H2OP	0.	S	2.33	NI	542.
C	0.	Y	15.	SR	32.
ZN	2378.	V	2255.	CU	9.
SUMME	97.15			PG	14.91

CONTENTS OF CASE NUMBER 180					
NUM1	0892	NUM2	1	SI02	55.14
PEG	6.32	MNO	0.09	TI02	0.53
X20	5.66	CR	0.10	CA0	5.42
H2OP	0.	S	0.19	NI	132.
C	0.	Y	27.	SR	99.
ZN	572.	V	325.	CU	728.
SUMME	97.52			PG	12.

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RI14IL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 40

CONTENTS OF CASE NUMBER 185

NUM1	8892	NUM2	9	SI02	34.85	TI02	1.59	AL203	11.32
FEQ	25.60	MNO	0.10	MGO	12.51	CAO	8.73	NA2O	0.71
K2O	0.76	P2O5	0.18	CR	75.	NI	431.	CO2	0.02
H2OP	1.72	H2OM	0.18	S	2.87	ZR	107.	SR	176.
C	1.87	WB	7.	Y	53.	RB	0.	CU	2964.
ZN	92.22.	CO	402.	V	240.	LOI	3.65	PG	1.
SUMME	992.0								

CONTENTS OF CASE NUMBER 187

NUM1	8893	NUM2	4	SI02	41.73	TI02	2.11	AL203	13.48
FEQ	30.23	MNO	0.18	MGO	7.79	CAO	4.31	NA2O	0.26
K2O	0.10	P2O5	0.11	CR	12.5	NI	172.	CO2	0.25
H2OP	0.	H2OM	0.11	S	4.90	ZR	0.	SR	1030.
C	0.	WB	12.	Y	55.	RB	0.	CU	6.
ZN	478.	CO	657.	V	393.	LOI	-0.11	PG	
SUMME	100.23								

CONTENTS OF CASE NUMBER 189

NUM1	8893	NUM2	5	SI02	42.74	TI02	1.57	AL203	10.50
FEQ	24.76	MNO	0.12	MGO	9.11	CAO	8.50	NA2O	0.35
K2O	0.13	P2O5	0.15	CR	191.	NI	140.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.28	S	5.40	ZR	133.	SR	47.
C	0.	WB	12.	Y	79.	RB	0.	CU	478.
ZN	423.	CO	1025.	V	320.	LOI	2.56	PG	6.
SUMME	100.07								

CONTENTS OF CASE NUMBER 189

NUM1	8893	NUM2	6	SI02	47.22	TI02	2.48	AL203	11.93
FEQ	27.07	MNO	0.12	MGO	8.55	CAO	5.15	NA2O	0.30
K2O	0.20	P2O5	0.17	CR	204.	NI	72.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.06	S	2.70	ZR	165.	SR	16.
C	0.	WB	12.	Y	37.	RB	30.	CU	395.
ZN	465.	CO	337.	V	452.	LOI	-0.74	PG	6.
SUMME	100.25								

CONTENTS OF CASE NUMBER 190

NUM1	8893	NUM2	7	SI02	48.52	TI02	2.15	AL203	13.71
FEQ	26.86	MNO	0.12	MGO	6.01	CAO	2.48	NA2O	0.33
K2O	0.72	P2O5	0.15	CR	189.	NI	132.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.19	S	5.40	ZR	150.	SR	455.
C	0.	WB	11.	Y	18.	RB	16.	CU	9.
ZN	488.	CO	331.	V	455.	LOI	-1.09	PG	6.
SUMME	99.96								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE WINIL, (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 41

CONTENTS OF CASE NUMBER 191			
NUM1	BB94	5	SI02
FEQ	13.00	WNO	MG0
K20	0.61	P205	CR
H20P	0.	1.57	S
C	0.	Y	11.
NB	3706.	0.	LO1
CO	1098.	V	
SUMME	95.94		

NUM1	BB94	6	SI02
FEQ	5.67	WNO	MG0
K20	0.100	P205	CR
H20P	0.	1.57	S
C	0.	Y	11.
NB	665.	0.	LO1
CO	257.	V	
SUMME	98.94		

CONTENTS OF CASE NUMBER 193			
NUM1	BB94	7	SI02
FEQ	13.00	WNO	MG0
K20	0.61	P205	CR
H20P	0.	1.57	S
C	0.	Y	11.
NB	3706.	0.	LO1
CO	1098.	V	
SUMME	95.94		

NUM1	BB99	7	SI02
FEQ	16.75	WNO	MG0
K20	0.61	P205	CR
H20P	0.64	1.57	S
C	0.42	Y	11.
NB	686.	0.	LO1
CO	28.19	V	
SUMME	78.19		

CONTENTS OF CASE NUMBER 195			
NUM1	BA99	8	SI02
FEQ	13.68	WNO	MG0
K20	0.03	P205	CR
H20P	2.59	1.57	S
C	0.68	Y	11.
NB	1326.	0.	LO1
CO	92.00	V	
SUMME	92.00		

13.18
0.43
CO2
177.
28.
27504.
PG
14.

0.36
12.95
177.
28.
11.
8.86

38.41
7.97
668.
6.30
2.
220.

SI02
MG0
CR
S
Y
V

AL203
NA20
CO2
SR
CU
PG

18.49
0.38
CO2
1.
SR
7280.
CU
PG
12.

0.56
6.59
1.
45.
64.
2.41

53.95
929.
3.90
11.
268.

SI02
MG0
CR
S
Y
V

AL203
NA20
CO2
SR
CU
PG

14.89
4.45
CO2
19.
45.
17.

0.35
2.02
19.
32.
0.57

73.63
0.51
141.
0.40
19.

SI02
MG0
CR
S
Y
V

AL203
NA20
CO2
SR
CU
PG

10.27
0.57
4.31
119.
3851.
3.

0.43
16.39
212.
32.
7.73

33.00
13.89
342.
4.25
158.

SI02
MG0
CR
S
Y
V

AL203
NA20
CO2
SR
CU
PG

11.92
0.49
198.
2640.
3.

0.99
14.34
198.
0.
11.15

17.77
16.80
437.
3.90
249.

SI02
MG0
CR
S
Y
V

AL203
NA20
CO2
SR
CU
PG

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE DEFINIERT SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RI14IL, (CREATION DATE = 11-25-82) R, MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 42

CONTENTS OF CASE NUMBER 196

NUM1	B900	NUM2	0	SI02	24.23	TI02	1.45	AL203	16.21
FE1	30.23	WNO	0.13	MGO	16.70	CAO	6.42	NA2O	0.06
K20	2.04	P205	0.40	CR	53.	NI	418.	C02	0.02
H20P	2.01	H20M	0.48	S	2.28	ZR	1.5.	SR	22.
C	1.63	NB	3.	Y	77.	RB	0.	CU	2008.
ZN	101.83	CO	577.	V	304.	LOI	5.78	PG	2.
SUMME									

CONTENTS OF CASE NUMBER 197

NUM1	B900	NUM2	3	SI02	27.13	TI02	2.04	AL203	18.20
FE1	20.06	WNO	0.14	MGO	14.33	CAO	4.50	NA2O	0.37
K20	0.20	P205	0.33	CR	10.8	NI	157.	C02	0.00
H20P	4.19	H20M	0.27	S	0.88	ZR	0.8	SR	715.
C	1.41	NB	6.	Y	115.	RB	0.	CU	715.
ZN	326.	CO	334.	V	425.	LOI	5.14	PG	1.
SUMME	100.74								

CONTENTS OF CASE NUMBER 198

NUM1	B900	NUM2	5	SI02	43.36	TI02	0.23	AL203	11.83
FE1	18.97	WNO	0.17	MGO	3.69	CAO	9.35	NA2O	0.33
K20	1.03	P205	0.05	CR	75.	NI	484.	C02	5.42
H20P	3.89	H20M	0.46	S	2.5	ZR	56.	SR	138.
C	0.83	NB	1.	Y	2.4	RB	0.	CU	16.8.
ZN	459.	CO	620.	V	78.	LOI	6.43	PG	4.
SUMME	95.44								

CONTENTS OF CASE NUMBER 199

NUM1	B900	NUM2	7	SI02	37.04	TI02	1.33	AL203	11.21
FE1	25.73	WNO	0.22	MGO	10.30	CAO	5.52	NA2O	0.47
K20	0.47	P205	0.43	CR	99.	NI	298.	C02	0.26
H20P	1.76	H20M	1.70	S	2.05	ZR	131.	SR	45.
C	1.47	NB	8.	Y	26.	RB	8.	CU	6029.
ZN	277.	CO	367.	V	263.	LOI	6.41	PG	4.
SUMME	99.13								

CONTENTS OF CASE NUMBER 200

NUM1	B900	NUM2	8	SI02	34.51	TI02	1.78	AL203	15.13
FE1	32.78	WNO	0.31	MGO	8.51	CAO	3.44	NA2O	0.11
K20	0.24	P205	0.28	CR	10.	NI	170.	C02	0.06
H20P	2.01	H20M	1.1	S	2.12	ZR	110.	SR	2228.
C	1.11	NB	10.	Y	24.	RB	11.	CU	1.
ZN	221.	CO	442.	V	344.	LOI	3.23	PG	1.
SUMME	100.27								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIHIL. (CREATION DATE = 11-25-87) R= MERKE 1981/82

11-25-82 PAGE 43

CONTENTS OF CASE NUMBER		201							
NUM1	B900	NUM2	9	SI02		TI02		AL203	20-00
FE0	8-38	NUM0	0-14	MGO		CA0	0-78	NA20	0-88
K20	20-95	NUM0	0-12	CR		NI	7-47	CO2	0-95
H20P	0-47	P205	0-39	S		ZR	17-5	SR	25-6
C	0-	H20M	0-	Y		RB	17-5	CU	11095-
ZN	0-	NB	0-	V		LO1	1-86	PG	6-
SUMME	400-	CO	238-						
	98-59								

CONTENTS OF CASE NUMBER		202							
NUM1	B902	NUM2	6	SI02		TI02		AL203	16-43
FE0	8-38	NUM0	0-13	MGO		CA0	0-32	NA20	1-78
K20	20-95	NUM0	0-12	CR		NI	8-42	CO2	0-
H20P	0-47	P205	0-09	S		ZR	16-	SR	123-
C	0-	H20M	0-	Y		RB	13-	CU	53-
ZN	0-	NB	0-	V		LO1	1-31	PG	5-
SUMME	108-	CO	64-						
	99-60								

CONTENTS OF CASE NUMBER		203							
NUM1	B904	NUM2	5	SI02		TI02		AL203	16-26
FE0	7-60	NUM0	0-11	MGO		CA0	0-32	NA20	2-71
K20	0-23	P205	0-04	CR		NI	18-	CO2	0-
H20P	0-	H20M	0-05	S		ZR	15-	SR	12-
C	0-	NB	0-	Y		RB	31-	CU	19-
ZN	0-	CO	49-	V		LO1	0-59	PG	5-
SUMME	100-15								

CONTENTS OF CASE NUMBER		204							
NUM1	B906	NUM2	0	SI02		TI02		AL203	15-27
FE0	5-71	NUM0	0-03	MGO		CA0	0-32	NA20	31-95
K20	2-15	P205	0-12	CR		NI	23-	CO2	0-
H20P	0-	H20M	0-07	S		ZR	15-	SR	137-
C	0-	NB	4-	Y		RB	50-	CU	20-
ZN	122-	CO	11-	V		LO1	1-08	PG	10-
SUMME	98-99								

CONTENTS OF CASE NUMBER		205							
NUM1	9914	NUM2	2	SI02		TI02		AL203	16-16
FE0	11-99	NUM0	0-07	MGO		CA0	0-42	NA20	0-47
K20	1-99	P205	0-19	CR		NI	0-46	CO2	0-
H20P	0-	H20M	0-18	Y		ZR	192-	SR	350-
C	0-	NB	0-6	V		RB	36-	CU	347-
ZN	882-	CO	132-			LO1	1-20	PG	9-
SUMME	99-50								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIHIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 44

CONTENTS OF CASE NUMBER 206

NUM1	3914	NUM2	3	SI02	63.30	TI02	0.40	AL203	13.47
FEG	13.14	MNO	0.06	M60	2.70	CA0	1.49	NA20	1.74
K20	1.57	P205	0.20	CR	181.	NI	15.	C02	0.
H20P	0.	H20M	0.13	S	0.78	ZR	157.	SR	91.
C	0.	NB	5.	Y	14.	RB	27.	CU	3670.
ZN	2959.	CO	200.	V	43.	LOI	0.55	PG	9.
SUMME	98.62								

CONTENTS OF CASE NUMBER 207

NUM1	10914	NUM2	4	SI02	62.19	TI02	0.42	AL203	13.00
FEG	14.79	MNO	0.04	M60	2.90	CA0	0.56	NA20	0.46
K20	0.62	P205	0.17	CR	102.	ZR	156.	SR	49.
H20P	0.	H20M	0.47	S	1.50	RB	30.	CU	3576.
C	0.	NB	3.	Y	14.	LOI	2.56	PG	9.
ZN	3895.	CO	459.	V	42.				
SUMME	93.71								

CONTENTS OF CASE NUMBER 208

NUM1	1006	NUM2	5	SI02	47.64	TI02	0.48	AL203	18.86
FEG	7.08	MNO	0.06	M60	7.94	CA0	10.08	NA20	1.04
K20	3.95	P205	0.08	CR	1092.	NI	288.	C02	0.
H20P	0.	H20M	0.42	S	1.70	ZR	32.	SR	150.
C	0.	NB	0.	Y	14.	RB	31.	CU	12.
ZN	114.	CO	95.	V	289.	LOI	3.15	PG	12.
SUMME	100.36								

CONTENTS OF CASE NUMBER 209

NUM1	1006	NUM2	6	SI02	50.44	TI02	0.44	AL203	12.54
FEG	2.44	MNO	0.07	M60	8.53	CA0	9.71	NA20	1.18
K20	0.93	P205	0.09	CR	933.	NI	229.	C02	0.
H20P	0.	H20M	0.21	S	1.60	ZR	28.	SR	128.
C	0.	NB	0.	Y	13.	RB	47.	CU	1016.
ZN	177.	CO	79.	V	258.	LOI	2.55	PG	12.
SUMME	99.63								

CONTENTS OF CASE NUMBER 210

NUM1	1007	NUM2	7	SI02	58.71	TI02	0.41	AL203	14.09
FEG	15.61	MNO	0.07	M60	6.06	CA0	4.76	NA20	0.62
K20	1.35	P205	0.19	CR	172.	NI	12.	C02	0.
H20P	0.	H20M	0.15	S	2.00	ZR	112.	SR	255.
C	0.	NB	0.	Y	14.	RB	25.	CU	9.
ZN	101.1	CO	160.	V	51.	LOI	0.73	PG	9.
SUMME	106.58								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIHIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

CONTENTS OF CASE NUMBER 211		CONTENTS OF CASE NUMBER 212		CONTENTS OF CASE NUMBER 213		CONTENTS OF CASE NUMBER 214		CONTENTS OF CASE NUMBER 215	
NUM1	1007	NUM2	3	S102	51.71	T102	2.41	AL203	14.06
FEQ	15.12	MNO	0.09	M60	8.50	CAO	2.59	NA20	1.57
K20	1.90	P205	0.33	CR	182.	NI	87.	C02	0.
H20P	0.	H20M	0.39	S	4.60	ZR	220.	CU	14.
C	0.	NB	14.	Y	14.	RB	10.	PG	958.
ZN	497.	CO	156.	V	438.	LOI	2.25		11.
SUMME	1007.33								
NUM1	1007	NUM2	4	S102	61.84	T102	0.39	AL203	12.92
FEQ	9.51	MNO	0.06	M60	2.56	CAO	1.59	NA20	1.37
K20	0.34	P205	0.30	CR	2.10	NI	37.	C02	0.
H20P	0.	H20M	0.30	S	2.10	ZR	177.	SR	56.
C	0.	NB	3.	Y	11.	RB	85.	CU	598.
ZN	257.	CO	164.	V	46.	LOI	2.28	PG	10.
SUMME	99.15								
NUM1	1528	NUM2	5	S102	40.87	T102	0.43	AL203	15.27
FEQ	13.66	MNO	0.11	M60	9.15	CAO	13.89	NA20	0.37
K20	1.05	P205	0.07	CR	184.	NI	184.	C02	0.
H20P	0.	H20M	0.31	S	5.80	ZR	58.	SR	1.8.
C	0.	NB	2.	Y	15.	RB	15.	CU	5829.
ZN	346.	CO	481.	V	184.	LOI	4.62	PG	12.
SUMME	99.76								
NUM1	1528	NUM2	6	S102	49.45	T102	0.51	AL203	19.88
FEQ	6.83	MNO	0.06	M60	7.98	CAO	7.23	NA20	1.40
K20	0.81	P205	0.05	CR	1051.	NI	179.	C02	0.
H20P	0.	H20M	0.36	S	2.20	ZR	41.	SR	136.
C	0.	NB	0.	Y	16.	RB	67.	CU	2550.
ZN	237.	CO	171.	V	257.	LOI	2.12	PG	12.
SUMME	99.74								
NUM1	1528	NUM2	7	S102	49.25	T102	0.56	AL203	19.17
FEQ	6.53	MNO	0.07	M60	7.86	CAO	9.86	NA20	0.95
K20	2.53	P205	0.09	CR	585.	NI	192.	C02	0.
H20P	0.	H20M	0.38	S	1.10	ZR	39.	SR	125.
C	0.	NB	0.	Y	13.	RB	43.	CU	2689.
ZN	279.	CO	189.	V	280.	LOI	2.59	PG	12.
SUMME	99.46								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMER
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIHIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 46

CONTENTS OF CASE NUMBER 216

NUM1	1528	NUM2	8	S102	49.43	T102	0.51	AL203	22.42
FEQ	4.93	MNO	0.05	MGO	6.06	CAO	7.55	NA20	1.92
K20	3.53	P205	0.05	CR	925.	NI	225.	C02	0.
H20P	0.	H20M	0.38	S	1.70	R3	30.	SR	176.
C	0.	NB	0.	Y	10.	RB	52.	CU	3661.
ZN	179.	CO	152.	V	276.	L01	2.36	PG	12.
SUMME	98.81								

CONTENTS OF CASE NUMBER 217

NUM1	1528	NUM2	9	S102	40.44	T102	0.36	AL203	12.91
FEQ	13.88	MNO	0.10	MGO	10.27	CAO	13.84	NA20	3.29
K20	1.12	P205	0.05	CR	759.	NI	252.	C02	91.
H20P	0.	H20M	0.00	S	5.20	RB	8.	SR	12750.
C	0.	NB	0.	Y	212.	L01	5.69	CU	13.
ZN	650.	CO	604.	V	212.			PG	
SUMME	98.95								

CONTENTS OF CASE NUMBER 218

NUM1	1529	NUM2	0	S102	48.65	T102	0.53	AL203	18.56
FEQ	9.10	MNO	0.07	MGO	5.79	CAO	7.11	NA20	1.16
K20	4.34	P205	0.07	CR	916.	NI	155.	C02	0.
H20P	0.	H20M	0.21	S	2.80	ZR	42.	SR	139.
C	0.	NB	0.	Y	12.	RB	58.	CU	336.
ZN	383.	CO	265.	V	233.	L01	2.39	PG	12.
SUMME	97.97								

CONTENTS OF CASE NUMBER 219

NUM1	1529	NUM2	1	S102	42.69	T102	0.48	AL203	16.60
FEQ	12.93	MNO	0.09	MGO	12.34	CAO	12.34	NA20	1.04
K20	0.58	P205	0.51	CR	832.	NI	252.	C02	1.67
H20P	0.	H20M	0.	S	6.10	ZR	39.	SR	147.
C	0.	NB	0.	Y	24.	RB	21.	CU	9842.
ZN	770.	CO	633.	V	316.	L01	4.40	PG	13.
SUMME	98.45								

CONTENTS OF CASE NUMBER 220

NUM1	1529	NUM2	2	S102	48.83	T102	0.49	AL203	18.07
FEQ	7.90	MNO	0.09	MGO	7.15	CAO	9.39	NA20	1.59
K20	3.03	P205	0.24	CR	890.	NI	187.	C02	1.53
H20P	0.	H20M	0.19	S	2.20	ZR	39.	SR	139.
C	0.	NB	0.	Y	12.	RB	58.	CU	3066.
ZN	380.	CO	279.	V	259.	L01	2.39	PG	12.
SUMME	97.17								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RI141L (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 48

CONTENTS OF CASE NUMBER 226									
NUM1	1529	NUM2	B	S102	38.40	TI02	0.33	AL203	10.80
FEI	14.82	MNO	0.16	MGO	6.56	CAO	16.92	NA2O	0.32
K20	0.50	P205	1.50	CR	581.	NI	242.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.57	S	6.00	ZR	24.	SR	98.
C	0.	NB	0.	Y	24.	RB	8.	CU	22775.
ZN	3889.	CO	1207.	V	201.	LOI	5.39	P6	13.
SUMME	93.70								
CONTENTS OF CASE NUMBER 227									
NUM1	1529	NUM2	9	S102	53.40	TI02	0.68	AL203	18.48
FEI	5.49	MNO	0.05	MGO	7.49	CAO	5.87	NA2O	1.06
K20	3.33	P205	0.10	CR	164.	NI	120.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.60	S	1.10	ZR	154.	SR	120.
C	0.	NB	2.	Y	13.	RB	44.	CU	6656.
ZN	415.	CO	207.	V	219.	LOI	2.92	P6	12.
SUMME	98.87								
CONTENTS OF CASE NUMBER 228									
NUM1	1530	NUM2	2	S102	54.44	TI02	0.36	AL203	13.06
FEI	21.91	MNO	0.10	MGO	4.60	CAO	2.64	NA2O	0.34
K20	0.52	P205	0.20	CR	6.	NI	80.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.24	S	1.50	ZR	168.	SR	36.
C	0.	NB	0.	Y	19.	RB	0.	CU	8234.
ZN	603.	CO	543.	V	37.	LOI	0.51	P6	6.
SUMME	98.68								
CONTENTS OF CASE NUMBER 229									
NUM1	1530	NUM2	3	S102	39.38	TI02	0.46	AL203	15.75
FEI	20.98	MNO	0.05	MGO	7.84	CAO	8.60	NA2O	0.53
K20	0.18	P205	0.28	CR	21.	NI	310.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.83	S	3.90	ZR	213.	SR	113.
C	0.	NB	0.	Y	37.	RB	0.	CU	10013.
ZN	552.	CO	1414.	V	57.	LOI	4.79	P6	6.
SUMME	98.84								
CONTENTS OF CASE NUMBER 230									
NUM1	1530	NUM2	4	S102	40.34	TI02	0.43	AL203	15.01
FEI	25.93	MNO	0.11	MGO	10.59	CAO	3.59	NA2O	0.22
K20	0.89	P205	0.37	CR	163.	NI	163.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.27	S	0.76	ZR	138.	SR	181.
C	0.	NB	6.	Y	1.	RB	55.	CU	181.
ZN	98.	CO	429.	V	80.	LOI	1.41	P6	6.
SUMME	98.89								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
 ERGÄNZEND UNTER DEN ERGEBNISSEN SICH AN ANFANG DER LISTE
 FILE #NITIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

CONTENTS OF CASE NUMBER 231

NUM1	1530	NUM2	5	SI02	28.06	TI02	1.79	AL203	16.47
FEQ	27.31	MNO	0.09	MG0	1.28	CA0	4.16	NA20	0.27
K20	0.14	P205	0.19	CR	34.	NI	290.	C02	0.18
H20P	4.17	H20M	0.60	S	2.72	ZR	176.	SR	20.
C	1.13	NB	7.	Y	47.	RB	0.	CU	1883.
ZN	876.	CO	411.	V	169.	LOI	8.14	PG	1.
SUMME	100.19								

CONTENTS OF CASE NUMBER 232

NUM1	1530	NUM2	6A	SI02	26.12	TI02	1.42	AL203	15.52
FEQ	29.96	MNO	0.11	MG0	13.16	CA0	4.99	NA20	0.20
K20	0.14	P205	0.24	CR	35.	NI	298.	C02	0.22
H20P	7.06	H20M	0.68	S	2.40	ZR	156.	SR	155.
C	1.89	NB	6.	Y	42.	RB	0.	CU	1555.
ZN	722.	CO	356.	V	266.	LOI	8.17	PG	1.
SUMME	100.03								

CONTENTS OF CASE NUMBER 233

NUM1	1530	NUM2	6R	SI02	30.36	TI02	0.56	AL203	18.08
FEQ	26.11	MNO	0.16	MG0	16.68	CA0	4.34	NA20	0.14
K20	0.18	P205	0.35	CR	378.	NI	361.	C02	0.28
H20P	0.61	H20M	0.54	S	2.35	ZR	185.	SR	13.
C	2.	NB	4.	Y	63.	RB	0.	CU	1823.
ZN	435.	CO	449.	V	131.	LOI	5.88	PG	1.
SUMME	100.68								

CONTENTS OF CASE NUMBER 234

NUM1	1530	NUM2	7	SI02	35.21	TI02	1.73	AL203	15.88
FEQ	27.93	MNO	0.17	MG0	9.34	CA0	3.69	NA20	0.26
K20	0.50	P205	0.18	CR	162.	NI	152.	C02	0.22
H20P	0.	H20M	0.27	S	250	ZR	12.	SR	12.
C	0.	NB	0.	Y	373.	RB	0.	CU	2949.
ZN	60.	CO	529.	V	373.	LOI	2.68	PG	6.
SUMME	22.57								

INVALID_CHARACTER (H) IN COLUMN 52 OF RECORD 705. VARIABLE LOI READ AS BLANKS.

CONTENTS OF CASE NUMBER 235

NUM1	1530	NUM2	8	SI02	28.55	TI02	0.24	AL203	11.69
FEQ	27.99	MNO	0.12	MG0	15.54	CA0	8.39	NA20	0.02
K20	0.13	P205	0.10	CR	385.	NI	407.	C02	0.23
H20P	1.07	H20M	0.57	S	330	ZR	56.	SR	8.
C	2.04	NB	0.	Y	22.	RB	0.	CU	3331.
ZN	330.	CO	593.	V	96.	LOI	0.	PG	1.
SUMME	92.74								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RIITHL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/R2

11-25-82 PAGE 50

CONTENTS OF CASE NUMBER 236

NUM1	1530	9	SI02	40.42	TI02	12.97
FEQ	22.28	MM0	MG0	10.89	CA0	0.72
K20	0.19	P205	CR	129.	NI	0.17
H20P	2.54	H20M	S	1.01	ZR	42.
C	0.49	NB	Y	36.	RB	1286.
ZN	227.	C0	V	246.	L01	1.
SUMME	100.18					

CONTENTS OF CASE NUMBER 237

NUM1	1531	0	SI02	30.77	TI02	17.66
FEQ	23.23	MM0	MG0	15.88	CA0	0.15
K20	0.06	P205	CR	1.68	NI	0.59
H20P	0.11	H20M	S	1.68	ZR	1965.
C	1.49	NB	Y	24.	RB	
ZN	470.	C0	V	56.	L01	1.
SUMME	100.09					

CONTENTS OF CASE NUMBER 238

NUM1	1531	1	SI02	34.40	TI02	18.71
FEQ	23.29	MM0	MG0	13.47	CA0	0.22
K20	1.18	P205	CR	43.	NI	0.
H20P	0.	H20M	S	1.10	ZR	32.
C	0.	NB	Y	22.	RB	1468.
ZN	99.70	C0	V	65.	L01	0.
SUMME						

CONTENTS OF CASE NUMBER 239

NUM1	1531	0	SI02	33.87	TI02	11.53
FEQ	25.53	MM0	MG0	593.	CA0	1.07
K20	0.43	P205	CR	593.	NI	0.
H20P	0.	H20M	S	12.50	ZR	67.
C	0.	NB	Y	25.	RB	7555.
ZN	503.	C0	V	305.	L01	16.
SUMME	95.28					

CONTENTS OF CASE NUMBER 240

NUM1	1512	0	SI02	40.75	TI02	11.25
FEQ	13.19	MM0	MG0	10.26	CA0	0.28
K20	1.78	P205	CR	576.	NI	200.
H20P	0.	H20M	S	576.	ZR	5799.
C	0.	NB	Y	173.	RB	
ZN	319.	C0	V	173.	L01	13.
SUMME	99.62					

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
 ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
 FILE RIHIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 52

CONTENTS OF CASE NUMBER 245

NUM1	1533	NUM2	4	S102	40.58	T102	0.47	AL203	15.15
FEQ	17.57	MNO	0.11	MGO	7.07	CAO	9.31	NA20	0.59
K20	1.27	P205	0.38	CR	714.	NI	215.	CO2	0.
H20P	0.	H2OM	0.58	S	5.30	ZR	34.	SR	110.
C	0.	NB	0.	Y	24.	RB	30.	CU	12293.
ZN	1635.	CO	991.	V	263.	LOI	5.17	PG	13.
SUMME	97.57								

CONTENTS OF CASE NUMBER 247

NUM1	1533	NUM2	5	S102	48.89	T102	0.56	AL203	19.02
FEQ	21.97	MNO	0.08	MGO	9.77	CAO	7.36	NA20	0.96
K20	0.97	P205	0.12	CR	655.	NI	204.	CO2	0.
H20P	0.	H2OM	0.36	S	5.10	ZR	45.	SR	136.
C	0.	NB	0.	Y	15.	RB	57.	CU	5742.
ZN	822.	CO	441.	V	303.	LOI	2.93	PG	12.
SUMME	99.13								

CONTENTS OF CASE NUMBER 248

NUM1	1533	NUM2	6	S102	49.96	T102	0.51	AL203	19.24
FEQ	5.94	MNO	0.07	MGO	8.47	CAO	6.42	NA20	0.10
K20	3.48	P205	0.09	CR	834.	NI	74.	CO2	0.
H20P	0.	H2OM	0.19	S	2.10	ZR	55.	SR	130.
C	0.	NB	0.	Y	16.	RB	33.	CU	6529.
ZN	607.	CO	184.	V	260.	LOI	3.30	PG	12.
SUMME	98.38								

CONTENTS OF CASE NUMBER 249

NUM1	1533	NUM2	9	S102	58.19	T102	0.47	AL203	15.06
FEQ	16.09	MNO	0.09	MGO	4.96	CAO	2.65	NA20	0.79
K20	1.79	P205	0.24	CR	165.	NI	42.	CO2	0.
H20P	0.	H2OM	0.31	S	0.96	ZR	177.	SR	55.
C	0.	NB	4.	Y	20.	RB	32.	CU	1183.
ZN	755.	CO	301.	V	74.	LOI	1.18	PG	9.
SUMME	99.51								

CONTENTS OF CASE NUMBER 250

NUM1	1534	NUM2	1	S102	56.17	T102	0.50	AL203	16.47
FEQ	17.44	MNO	0.06	MGO	4.87	CAO	1.82	NA20	0.81
K20	1.55	P205	0.24	CR	1.44	NI	193.	CO2	0.
H20P	0.	H2OM	0.41	S	1.00	ZR	45.	SR	45.
C	0.	NB	3.	Y	20.	RB	32.	CU	1912.
ZN	965.	CO	586.	V	64.	LOI	1.96	PG	8.
SUMME	99.69								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RT141L. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERRILL 06/17/82

11-25-82 PAGE 53

CONTENTS OF CASE NUMBER 251

NUM1	1534	NUM2	3	SI02	55.82	TI02	0.49	AL203	14.32
FEG	18.33	MNO	0.08	MGO	4.89	CAO	1.77	NA2O	0.51
K2O	1.60	P2O5	0.24	CR	2.35	NI	182.	SR	31.
H2OP	0.	H2OM	0.15	S	2.00	RB	35.	CU	1970.
C	0.	NB	4.	Y	24.	LO1	1.34	PG	8.
ZN	1017.	CO	472.	V	63.				
SUMME	99.68								

CONTENTS OF CASE NUMBER 252

NUM1	1534	NUM2	4	SI02	57.39	TI02	0.51	AL203	14.79
FEG	16.84	MNO	0.11	MGO	5.48	CAO	1.80	NA2O	0.42
K2O	1.66	P2O5	0.24	CR	15.	NI	10.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.24	S	1.80	ZR	178.	SR	31.
C	0.	NB	3.	Y	18.	RB	27.	CU	1215.
ZN	603.	CO	290.	V	78.	LO1	0.81	PG	8.
SUMME	99.87								

CONTENTS OF CASE NUMBER 253

NUM1	1534	NUM2	5	SI02	42.45	TI02	2.47	AL203	13.92
FEG	25.32	MNO	0.19	MGO	9.94	CAO	3.05	NA2O	0.41
K2O	1.00	P2O5	0.30	CR	0.54	NI	172.	SR	21.
H2OP	0.	H2OM	0.21	S	0.88	RB	18.	CU	2031.
C	0.	NB	4.	Y	44.	LO1	0.69	PG	8.
ZN	1105.	CO	436.	V	449.				
SUMME	99.75								

CONTENTS OF CASE NUMBER 254

NUM1	1534	NUM2	7	SI02	44.12	TI02	0.75	AL203	14.79
FEG	20.70	MNO	0.10	MGO	9.65	CAO	5.08	NA2O	0.64
K2O	0.53	P2O5	0.32	CR	28.	NI	38.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.38	S	3.20	ZR	163.	SR	37.
C	0.	NB	2.	Y	26.	RB	11.	CU	1691.
ZN	432.	CO	378.	V	277.	LO1	2.52	PG	7.
SUMME	99.50								

CONTENTS OF CASE NUMBER 255

NUM1	1535	NUM2	0	SI02	50.30	TI02	0.47	AL203	13.28
FEG	13.30	MNO	0.07	MGO	5.60	CAO	6.35	NA2O	0.
K2O	0.47	P2O5	0.25	CR	2.35	NI	23.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.41	S	1.40	ZR	191.	SR	75.
C	0.	NB	5.	Y	19.	RB	12.	CU	1963.
ZN	138.	CO	387.	V	51.	LO1	0.84	PG	7.
SUMME	91.52								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RI14IL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. WERLEY 1981/82

11-25-82 PAGE 54

CONTENTS OF CASE NUMBER		255	CONTENTS OF CASE NUMBER		256
NUM1	1535	NUM2	NUM1	1535	NUM2
FEG	14.34	FEG	14.34	FEG	14.34
K20	1.55	K20	1.55	K20	1.55
H20P	0.	H20P	0.	H20P	0.
NB	1495.	NB	1495.	NB	1495.
CO	99.25	CO	99.25	CO	99.25
SUMME		SUMME		SUMME	
NUM1	1535	NUM2	NUM1	1535	NUM2
FEG	26.91	FEG	26.91	FEG	26.91
K20	0.43	K20	0.43	K20	0.43
H20P	0.	H20P	0.	H20P	0.
NB	354.	NB	354.	NB	354.
CO	100.75	CO	100.75	CO	100.75
SUMME		SUMME		SUMME	
NUM1	1535	NUM2	NUM1	1535	NUM2
FEG	22.90	FEG	22.90	FEG	22.90
K20	0.14	K20	0.14	K20	0.14
H20P	0.	H20P	0.	H20P	0.
NB	416.	NB	416.	NB	416.
CO	100.18	CO	100.18	CO	100.18
SUMME		SUMME		SUMME	
NUM1	1535	NUM2	NUM1	1535	NUM2
FEG	16.90	FEG	16.90	FEG	16.90
K20	0.63	K20	0.63	K20	0.63
H20P	0.	H20P	0.	H20P	0.
NB	352.	NB	352.	NB	352.
CO	100.58	CO	100.58	CO	100.58
SUMME		SUMME		SUMME	
NUM1	1536	NUM2	NUM1	1536	NUM2
FEG	20.59	FEG	20.59	FEG	20.59
K20	0.71	K20	0.71	K20	0.71
H20P	0.	H20P	0.	H20P	0.
NB	3851.	NB	3851.	NB	3851.
CO	94.56	CO	94.56	CO	94.56
SUMME		SUMME		SUMME	
NUM1	1536	NUM2	NUM1	1536	NUM2
FEG	20.59	FEG	20.59	FEG	20.59
K20	0.71	K20	0.71	K20	0.71
H20P	0.	H20P	0.	H20P	0.
NB	3851.	NB	3851.	NB	3851.
CO	94.56	CO	94.56	CO	94.56
SUMME		SUMME		SUMME	
NUM1	1536	NUM2	NUM1	1536	NUM2
FEG	20.59	FEG	20.59	FEG	20.59
K20	0.71	K20	0.71	K20	0.71
H20P	0.	H20P	0.	H20P	0.
NB	3851.	NB	3851.	NB	3851.
CO	94.56	CO	94.56	CO	94.56
SUMME		SUMME		SUMME	

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RHILIL. (CREATION DATE 4 11-25-82) R. HERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 56

CONTENTS OF CASE NUMBER 266

NUM1	1537	NUM2	7	S102	47.51	T102	1-78	AL203	12.78
FEQ	13.61	MNO	0.23	MGO	11.03	CAO	5.53	NA20	0.91
K20	1.75	P205	0.28	CR	7.98	NI	91.	C02	0.
H20P	0.	H2OM	0.28	Y	7.20	SR	132.	CU	96.53
C	0.	NB	0.	Y	320	RB	35.	P6	11.
ZN	1649.	CO	405.	Y	430.	L01	3.24		
SUMME	98.60								

CONTENTS OF CASE NUMBER 267

NUM1	1538	NUM2	8	S102	35.33	T102	0.98	AL203	14.75
FEQ	22.40	MNO	0.13	MGO	12.74	CAO	6.25	NA20	0.46
K20	0.29	P205	0.34	CR	42.	NI	223.	C02	0.74
H20P	1.33	H2OM	0.42	S	4.50	ZR	143.	SR	40.
C	0.78	NB	0.	Y	69.	RB	4.	CU	5533.
ZN	19164.	CO	693.	Y	233.	L01	5.21	P6	1.
SUMME	98.30								

CONTENTS OF CASE NUMBER 268

NUM1	1541	NUM2	3	S102	48.55	T102	0.45	AL203	15.32
FEQ	10.35	MNO	0.12	MGO	6.99	CAO	9.20	NA20	1.40
K20	0.17	P205	0.08	CR	785.	NI	1660	C02	0.
H20P	0.	H2OM	0.33	S	2.50	ZR	38.	SR	122.
C	0.	NB	2.	Y	16.	RB	25.	CU	617.
ZN	185.	CO	154.	Y	222.	L01	2.76	P6	13.
SUMME	100.07								

CONTENTS OF CASE NUMBER 269

NUM1	1541	NUM2	4	S102	41.59	T102	0.32	AL203	11.73
FEQ	12.60	MNO	0.13	MGO	11.41	CAO	15.34	NA20	0.39
K20	1.02	P205	0.11	CR	667.	NI	155.	C02	0.
H20P	0.	H2OM	0.56	S	3.00	ZR	20.	SR	2904.
C	0.	NB	0.	Y	181.	RB	5.47	CU	13.
ZN	120.	CO	152.	Y		L01		P6	
SUMME	100.11								

CONTENTS OF CASE NUMBER 270

NUM1	1541	NUM2	9	S102	44.50	T102	0.34	AL203	13.68
FEQ	11.15	MNO	0.11	MGO	10.75	CAO	12.78	NA20	0.70
K20	0.22	P205	0.08	CR	748.	NI	167.	C02	0.
H20P	0.	H2OM	0.74	S	4.00	ZR	23.	SR	107.
C	0.	NB	0.	Y	13.	RB	42.	CU	325.
ZN	128.	CO	65.	Y	198.	L01	5.70	P6	13.
SUMME	100.71								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AN ANFANG DER LISTE
FILE RIITHIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE (281/82)

11-25-82 PAGE 57

CONTENTS OF CASE NUMBER 271									
NUM1	1587	NUM2	S	S102	60-21	TI02	0-28	AL203	12-97
FEG	10-85	MNO	0-08	M60	4-79	CA0	1-60	NA20	2-24
K20	1-60	P205	0-17	CR	50	NI	103	C02	0
H20P	0	H20M	0-29	S	3-10	ZR	134	SR	82
C	0	NB	3	Y	17	RB	38	CU	3355
ZN	384	CO	461	V	56	LO1	3-74	PG	11
SUMME	98-51								
CONTENTS OF CASE NUMBER 272									
NUM1	1587	NUM2	6	S102	42-37	TI02	0-79	AL203	8-82
FEG	24-34	MNO	0-14	M60	5-77	CA0	4-93	NA20	0-77
K20	1-32	P205	0-95	CR	119	NI	52	C02	52
H20P	0	H20M	0-26	Y	9-10	ZR	17	SR	40
C	0	NB	4	Y	41	RB	34	CU	12651
ZN	589	CO	1723	V	407	LO1	7-27	PG	16
SUMME	97-47								
CONTENTS OF CASE NUMBER 273									
NUM1	1587	NUM2	7	S102	18-11	TI02	0-19	AL203	9-21
FEG	14-88	MNO	0-09	M60	17-21	CA0	17-85	NA20	0
K20	0-42	P205	0-23	CR	8	NI	227	C02	12-78
H20P	2-61	H20M	0-60	S	5-90	ZR	82	SR	64
C	0-17	NB	0	Y	18	RB	15	CU	8650
ZN	6081	CO	983	V	43	LO1	10-62	PG	3
SUMME	88-81								
CONTENTS OF CASE NUMBER 274									
NUM1	1587	NUM2	8	S102	17-02	TI02	0-27	AL203	9-61
FEG	11-71	MNO	0-13	M60	17-50	CA0	20-82	NA20	15-66
K20	0-01	P205	0-26	CR	1	NI	197	C02	78
H20P	0-18	H20M	0-35	Y	4-55	ZR	3	SR	4157
C	0	NB	0	Y	20	RB	0	CU	3
ZN	631	CO	645	V	38	LO1	11-84	PG	
SUMME	89-17								
CONTENTS OF CASE NUMBER 275									
NUM1	1587	NUM2	9	S102	19-26	TI02	0-28	AL203	13-18
FEG	11-38	MNO	0-10	M60	18-90	CA0	6-36	NA20	0-10
K20	0-03	P205	0-39	CR	16	NI	109	C02	12-16
H20P	5-49	H20M	0-47	S	3-82	ZR	104	SR	52
C	0	NB	0	Y	2	RB	3	CU	3136
ZN	2846	CO	408	V	38	LO1	10-82	PG	3
SUMME	80-80								

AUFLISTUNG DER ANALYSEERGEBNISSE NACH NUMMERN
 ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE FINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
 FILE RIITHIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE 1981/82

11-25-82 PAGE 60

CONTENTS OF CASE NUMBER 286

NUM1	1589	NUM2	4	SI02	51.36	TI02	0.44	AL203	14.18
FEG	12.57	MNO	0.10	MGO	6.60	CAO	2.95	NA2O	1.43
K2O	1.35	P2O5	0.15	CR	1.67	NI	168.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.45	S	4.30	ZR	79.	SR	59.
C	0.	NB	2.	Y	13.	RB	23.	CU	13775.
ZN	1048.	CO	765.	V	105.	LOI	4.97	PG	11.
SUMME	96.48								

CONTENTS OF CASE NUMBER 287

NUM1	1589	NUM2	5	SI02	51.49	TI02	0.55	AL203	14.99
FEG	12.57	MNO	0.08	MGO	6.67	CAO	2.97	NA2O	1.40
K2O	1.35	P2O5	0.12	CR	1.67	NI	168.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.50	S	2.90	ZR	99.	SR	63.
C	0.	NB	0.	Y	10.	RB	22.	CU	15140.
ZN	1350.	CO	516.	V	93.	LOI	5.39	PG	11.
SUMME	94.42								

CONTENTS OF CASE NUMBER 288

NUM1	1589	NUM2	6	SI02	33.48	TI02	0.34	AL203	11.14
FEG	26.99	MNO	0.09	MGO	5.48	CAO	6.02	NA2O	0.34
K2O	1.35	P2O5	0.11	CR	587.	NI	435.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.89	S	12.80	ZR	17.	SR	31756.
C	0.	NB	1.	Y	17.	RB	17.	CU	17.
ZN	5215.	CO	2203.	V	224.	LOI	8.63	PG	16.
SUMME	91.97								

CONTENTS OF CASE NUMBER 289

NUM1	1589	NUM2	7	SI02	37.18	TI02	0.36	AL203	12.00
FEG	22.31	MNO	0.11	MGO	6.67	CAO	6.55	NA2O	0.35
K2O	1.62	P2O5	0.11	CR	585.	NI	329.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.65	S	10.60	ZR	28.	SR	64.
C	0.	NB	0.	Y	14.	RB	22.	CU	27330.
ZN	4500.	CO	1724.	V	250.	LOI	7.14	PG	16.
SUMME	94.82								

CONTENTS OF CASE NUMBER 290

NUM1	1589	NUM2	8	SI02	37.36	TI02	0.34	AL203	11.76
FEG	21.11	MNO	0.12	MGO	6.64	CAO	9.18	NA2O	0.30
K2O	0.76	P2O5	0.08	CR	9.64	NI	22.	CO2	0.
H2OP	0.	H2OM	0.66	S	15.	ZR	9.	SR	92.
C	0.	NB	1508.	Y	15.	RB	6.76	CU	28700.
ZN	4080.	CO	1508.	V	15.	LOI	6.76	PG	16.
SUMME	94.41								

AUFLISTUNG DER ANALYSENERGEBNISSE NACH NUMMERN
ERKLÄRUNGEN UND KOMMENTARE BEFINDEN SICH AM ANFANG DER LISTE
FILE RI1HIL. (CREATION DATE = 11-25-82) R. MERKLE .381782

11-25-82 PAGE 61

CONTENTS OF CASE NUMBER 291					
NUM1	1589	NUM2	9	S102	48.71
FEQ	12.30	MNO	0.15	MGO	6.84
K20	1.65	P205	0.19	CR	3.72
H20M	0.	H20M	0.55	S	2.70
C	0.	NB	0.	Y	3.12
ZN	1.15	C0	693.	V	131.
SUMME	98.21				

CONTENTS OF CASE NUMBER 292					
NUM1	7877	NUM2	16	S102	38.40
FEQ	31.5	P205	0.72	MGO	3.52
K20	1.02	H20M	0.09	CR	0.
H20P	0.	NB	0.	S	0.
C	0.	Y	0.	Y	0.
ZN	0.	C0	0.	V	0.
SUMME	99.05				

CONTENTS OF CASE NUMBER 293					
NUM1	7871	NUM2	84	S102	33.69
FEQ	40.15	MNO	0.10	MGO	2.46
K20	0.	P205	0.06	CR	0.
H20P	0.	H20M	0.	S	0.
C	0.	NB	0.	Y	0.
ZN	0.	C0	0.	V	0.
SUMME	94.31				

CONTENTS OF CASE NUMBER 294					
NUM1	7879	NUM2	8	S102	36.47
FEQ	31.05	P205	0.54	MGO	4.44
K20	0.	H20M	0.05	CR	0.
H20P	0.	H20M	0.	S	0.
C	0.	NB	0.	Y	0.
ZN	0.	C0	0.	V	0.
SUMME	100.61				

15.75
1.09
0.
20.
92.12.
12.

AL203
NA20
C02
SR
CU
PG

0.51
6.75
1.28
95.
3.12
4.18

T102
CA0
NI
ZR
RB
LO1

19.77
0.
0.
0.
0.
20.

AL203
NA20
C02
SR
CU
PG

0.32
0.70
0.
0.
0.
-3.17

T102
CA0
NI
ZR
RB
LO1

18.88
3.
0.
0.
0.
20.

AL203
NA20
C02
SR
CU
PG

0.35
1.54
0.
0.
0.
-2.92

T102
CA0
NI
ZR
RB
LO1

20.97
0.
0.
0.
0.
20.

AL203
NA20
C02
SR
CU
PG

0.32
1.77
0.
0.
0.
-0.85

T102
CA0
NI
ZR
RB
LO1

Element	RCM - 1			UM - 1			UM - 2			UM - 4		
	1	2	5	1	2	6	1	2	6	1	2	6
SiO ₂	73.17	73.51	73.4 ?	36.96	37.32	37.6	39.93	39.80	39.2	39.05	39.34	39.35
TiO ₂	0.27	0.28	0.27 ?	0.08	0.07	0.10	0.25	0.24	0.24	0.34	0.32	0.35
Al ₂ O ₃	13.83	13.78	13.80 ?	0.83	0.87	1.00	7.30	7.32	7.23	8.78	8.78	8.98
Fe ₂ O ₃	1.85	1.87	1.80 ?	20.15	20.28	19.12	14.55	14.69	14.39	14.04	14.33	14.23
MnO	0.03	0.03	0.04 ?	0.15	0.16	0.16	0.06	0.08	0.08	0.15	0.15	0.15
MgO	0.14	0.50	0.28 ?	37.48	37.17	36.05	26.18	25.58	25.45	23.81	23.13	22.50
CaO	1.23	1.21	1.10 ?	2.19	2.17	2.34	4.73	4.69	4.68	6.18	6.26	6.27
Na ₂ O	4.14	4.10	4.10 ?	-	0.06	0.08	-	0.22	0.32	-	0.37	0.45
K ₂ O	4.28	4.31	4.30 ?	<0.01	0.01	0.03	0.07	0.07	0.11	0.14	0.15	0.18
P ₂ O ₅	0.05	0.04	-	0.01	<0.01	-	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
Co	< 4	-	3 ?	249	-	362	144	-	178	95	-	108
Cr	18	-	3 ?	2560	-	-	8566	-	-	15400	-	-
Cu	11	-	11 ?	3944	-	4100	839	-	950	502	-	580
Ni	10	-	6 ?	6702	-	9600	3012	-	3900	2046	-	2500
V	<15	-	15 ?	55	-	-	148	-	-	204	-	-
Zn	32	-	32 ?	101	-	97	39	-	32	192	-	63
	N = 16			N = 4			N = 2			N = 2		
	T = 4			T = 4			T = 2			T = 2		

Tabelle A 5 : Vergleichsmessungen an einigen internationalen Standards; N = Anzahl der Messungen an Glastabletten, T = Anzahl der Glastabletten
Elementoxide in Gew. - %, Elemente in ppm

1 = diese Arbeit
2 = H.-P. LANGE (unveröffentlicht)
5 = ABBEY (1980)
6 = CAMERON (1975)

Element	AN - G			SDC - I					TS - I				
	1	2	3	4	1	2	5		1	2	5		
SiO ₂	46.83	46.68	-	46.30	65.99	65.84	66.00 ?		61.79	62.05	62.71		
TiO ₂	0.23	0.29	0.22	0.22	1.02	0.98	1.00 ?		0.63	0.61	0.71		
Al ₂ O ₃	30.47	30.20	28.63	29.80	15.89	15.82	16.00 ?		15.91	16.01	15.94		
Fe ₂ O ₃	3.04	3.48	3.21	3.36	7.06	7.06	-		7.31	7.39	7.45		
MnO	0.04	0.04	-	0.04	0.11	0.12	0.12 ?		0.03	0.03	0.006 ?		
MgO	2.06	1.36	1.75	1.80	1.69	1.79	1.70 ?		1.50	1.00	1.77		
CaO	16.47	16.38	15.32	15.90	1.46	1.44	1.40 ?		0.09	0.09	0.13		
Na ₂ O	-	1.56	1.68	1.63	2.32	2.29	2.00 ?		-	0.08	0.09		
K ₂ O	0.13	0.15	0.15	0.13	3.24	3.28	3.30 ?		5.06	5.13	4.88		
P ₂ O ₅	0.02	<0.01	0.01	0.01	0.15	0.14	-		0.29	0.29	0.075		
Co	-	-	-	-	17	-	20 ?		34	-	38		
Cr	-	-	-	-	63	-	68 ?		283	-	270		
Cu	20	-	20	19	27	-	30 ?		411	-	490 ?		
Ni	33	-	41.5	35	35	-	47 ?		159	-	185		
V	-	-	-	-	92	-	105 ?		974	-	930 ?		
Zn	20	-	17.7	20	101	-	105 ?		53	-	89 ?		
	N = 2				N = 4				N = 57				
	T = 2				T = 4				T = 1				

Tabelle A 5 : Vergleichsmessungen an einigen internationalen Standards; N = Anzahl der Messungen an Glastabletten, T = Anzahl der Glastabletten
Elementoxide in Gew. - %, Elemente in ppm

1 = diese Arbeit

2 = H.-P. LANGE (unveröffentlicht)

3 = CHURCH (1981)

4 = GOVINDARAJU (1980)

5 = ABBEY (1980)

Element	MA - N				NIM - S				BHVO - I			
	1	2	3	4	1	2	5	1	2	5	1	2
SiO ₂	66.33	66.70	-	66.60	63.35	63.84	63.63	50.23	50.32	49.90 ?	50.23	50.32
TiO ₂	0.02	0.01	0.13	0.01	0.05	0.04	0.04	2.81	2.76	2.70 ?	2.81	2.76
Al ₂ O ₃	17.83	17.87	17.20	17.62	17.31	17.45	17.34	14.03	13.96	13.70 ?	14.03	13.96
Fe ₂ O ₃	0.44	0.48	0.47	0.47	1.36	1.39	1.40	12.53	12.43	12.10 ?	12.53	12.43
MnO	0.04	0.04	-	0.04	0.01	0.01	0.01	0.16	0.17	0.17 ?	0.16	0.17
MgO	0.02	-	0.04	0.04	<0.01	0.68	0.46	7.60	7.55	7.20 ?	7.60	7.55
Na ₂ O	-	5.47	5.82	5.84	0.42	0.39	0.43	2.65	2.67	2.30 ?	2.65	2.67
K ₂ O	3.14	3.18	3.07	3.18	15.23	15.31	15.35	0.52	0.53	0.53 ?	0.52	0.53
P ₂ O ₅	1.41	1.43	1.41	1.39	0.13	0.13	0.12	0.28	0.28	0.28 ?	0.28	0.28
Co	-	-	-	-	-	-	-	48	-	47 ?	48	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	269	-	320 ?	269	-
Cu	109	-	154	140	16	-	19	139	-	-	139	-
Ni	87	-	8.5	3	15	-	7 ?	113	-	140 ?	113	-
V	-	-	-	-	-	-	-	300	-	300 ?	300	-
Zn	206	-	229	220	9	-	10	98	-	100 ?	98	-
	N = 4				N = 2				N = 2			
	T = 4				T = 2				T = 2			

Tabelle A 5 : Vergleichsmessungen an einigen internationalen Standards; N - Anzahl der Messungen an Glastabletten, T - Anzahl der Glastabletten
Elementoxide in Gew. - %, Elemente in ppm

1 = diese Arbeit

2 = H.-P. LANGE (unveröffentlicht)

3 = CHURCH (1981)

4 = GOVINDARAJU (1980)

5 = ABBEY (1980)

Element	NOD - A - 1			SU - 1			RU - 1			HV - 1		
	1	2	7	1	2	8	1	9	1	8	1	8
SiO ₂	3.49	3.51	3.80	34.26	34.54	34.66	25.27	25.90	71.60	72.50		
TiO ₂	0.45	0.44	0.53	0.80	0.79	0.83	0.31	0.30	0.23	0.27		
Al ₂ O ₃	3.61	3.70	3.87	9.34	9.36	9.47	7.26	8.10	14.04	12.49		
Fe ₂ O ₃	13.92	13.92	15.63	33.87	33.52	32.74	34.66	34.90	2.10	2.69		
MnO	20.57	20.31	23.94	0.13	0.14	0.10	0.11	0.10	0.04	0.04		
MgO	4.29	4.67	4.76	4.06	3.68	4.10	5.90	5.50	0.45	0.56		
CaO	14.51	14.26	15.43	3.89	3.88	4.00	4.19	3.90	1.78	1.96		
Na ₂ O	-	0.54	1.04	-	0.83	1.04	-	-	-	-		
K ₂ O	0.11	0.09	0.60	0.62	0.60	0.64	0.35	0.70	3.46	3.40		
P ₂ O ₅	1.11	1.10	1.37	0.09	0.08	0.09	0.07	-	0.12	-		
Co	1668	-	3110	329	-	630	-	-	-	-		
Cr	22	-	-	423	-	-	-	-	-	-		
Cu	1035	-	1099	8053	-	8700	-	-	-	-		
Ni	6257	-	6360	10866	-	-	32	-	-	-		
V	864	-	(770)	216	-	-	-	-	-	-		
Zn	584	-	587	277	-	300	-	-	-	-		
	N = 4			N = 4			N = 2		N = 2			
	T = 4			T = 4			T = 2		T = 2			

Tabelle A 5 : Vergleichsmessungen an einigen internationalen Standards; N = Anzahl der Messungen an Glastabletten, T = Anzahl der Glastabletten
Elementoxide in Gew. - %, Elemente in ppm

1 - diese Arbeit

2 - H.-P. LANGE (unveröffentlicht)

7 - FLANAGAN (1980)

8 - FAYE et al (1973)

9 - FAYE et al (1977)

Element	BE - N				MAG - I				SCo - I			
	1	2	3	4	1	2	5	5	1	2	5	5
SiO ₂	38.22	38.55	-	38.20	49.79	49.98	50.90 ?	62.80 ?	61.57	62.55	62.80 ?	62.80 ?
TiO ₂	2.77	2.67	2.50	2.61	0.73	0.69	0.73 ?	0.64 ?	0.57	0.56	0.64 ?	0.64 ?
Al ₂ O ₃	10.13	10.23	9.87	10.07	16.18	16.13	16.40 ?	13.60 ?	13.52	13.53	13.60 ?	13.60 ?
Fe ₂ O ₃	13.13	13.15	12.28	12.48	6.77	6.87	6.80 ?	5.10 ?	5.15	5.03	5.10 ?	5.10 ?
MnO	0.20	0.21	-	0.20	0.09	0.10	0.10 ?	0.05 ?	0.05	0.05	0.05 ?	0.05 ?
MgO	13.48	12.88	12.94	13.15	3.09	3.21	3.00 ?	2.60 ?	2.70	2.86	2.60 ?	2.60 ?
CaO	14.29	14.28	13.04	13.87	1.41	1.39	1.32 ?	2.60 ?	2.72	2.72	2.60 ?	2.60 ?
Na ₂ O	-	3.57	3.21	3.18	3.78	3.53	3.80 ?	0.90 ?	0.67	0.69	0.90 ?	0.90 ?
K ₂ O	1.40	1.41	1.42	1.39	3.49	3.53	3.60 ?	2.70 ?	2.65	2.70	2.70 ?	2.70 ?
P ₂ O ₅	1.09	1.09	1.00	1.05	0.17	0.17	-	-	0.21	0.21	-	-
Co	61	-	62.5	61	22	-	18 ?	10 ?	11	-	10 ?	10 ?
Cr	346	-	340	360	109	-	105 ?	65 ?	73	-	65 ?	65 ?
Cu	67	-	67	72	28	-	33 ?	30 ?	28	-	30 ?	30 ?
Ni	262	-	270	267	55	-	52 ?	30 ?	31	-	30 ?	30 ?
V	235	-	235	235	147	-	140 ?	115 ?	128	-	115 ?	115 ?
Zn	111	-	120	120	128	-	140 ?	110 ?	96	-	110 ?	110 ?

N = 16

T = 4

N = 4

T = 4

N = 3

T = 3

Tabelle A 5 : Vergleichsmessungen an einigen internationalen Standards; N = Anzahl der Messungen an Glastabletten, T = Anzahl der Glastabletten
Elementoxide in Gew. - %, Elemente in ppm

1 = diese Arbeit

2 - H.-P. LANGE (unveröffentlicht)

3 - CHURCH (1981)

4 - GOVINDARAJU (1980)

5 = ABBEY (1980)

Element	NIM - N		DIR - I		DNC - I	
	1	5	1	2	1	2
SiO ₂	52.86	52.64	47.58	47.78	47.01	47.11
TiO ₂	0.20	0.20	0.99	0.95	0.50	0.48
Al ₂ O ₃	16.73	16.50	15.70	15.71	18.77	18.74
Fe ₂ O ₃	9.17	8.89 ?	11.62	11.44	9.98	10.03
MnO	0.18	0.18	0.18	0.17	0.15	0.14
MgO	7.65	7.50	10.10	9.97	10.45	10.33
CaO	11.85	11.50	13.62	13.38	11.59	11.47
Na ₂ O	-	2.46	-	2.33	1.98	2.01
K ₂ O	0.23	0.25	0.03	0.04	0.24	0.26
P ₂ O ₅	0.01	0.03	0.03	0.02	0.08	0.07
Co	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-
Cu	12	-	137	-	84	-
Ni	108	120	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-
Zn	57	68	63	-	60	-
	N = 8		N = 4		N = 2	
	T = 1		T = 2		T = 2	

Tabelle A 5 : Vergleichsmessungen an einigen internationalen Standards; N = Anzahl der Messungen an Glastabletten, T = Anzahl der Glastabletten, Elementoxide in Gew. - %, Elemente in ppm

1 = diese Arbeit

2 = H.-P. LANGE (unveröffentlicht)

5 = ABBEY (1980)

Tabelle A 6 : Reproduzierbarkeit von Elementbestimmungen an mehreren Meßpräparaten einer Probe

N = Anzahl der Bestimmungen

T = Anzahl der Präparate

Elementoxide in Gew. - %, Elemente in ppm

a) B 8660 (Hauptelemente 1. Meßserie)

Elemente	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	N	T
SiO ₂	25.53	0.14	25.39	25.83	0.56	8	6
TiO ₂	1.04	<0.01	1.04	1.05	0.39	8	6
Al ₂ O ₃	17.12	0.15	16.95	17.36	0.86	8	6
Fe ₂ O ₃	31.34	0.22	31.01	31.62	0.69	8	6
MnO	0.13	<0.01	0.13	0.14	4.51	8	6
MgO	13.55	0.12	13.31	13.69	0.85	8	6
CaO	4.82	0.04	4.78	4.85	0.75	8	6
K ₂ O	0.35	0.02	0.33	0.40	6.29	8	6
P ₂ O ₅	0.40	<0.01	0.40	0.41	1.24	8	6

Tabelle A 6 : Reproduzierbarkeit von Elementbestimmungen an mehreren Meßpräparaten einer Probe

N = Anzahl der Bestimmungen

T = Anzahl der Präparate

b) B 8660 (Hauptelemente 2. Meßserie)

Elemente	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	N	T
SiO ₂	25.45	0.12	25.21	25.59	0.47	14	5
TiO ₂	1.05	0.02	1.02	1.09	1.88	14	5
Al ₂ O ₃	17.01	0.10	16.83	17.18	0.58	14	5
Fe ₂ O ₃	31.52	0.36	30.97	32.15	1.14	14	5
MnO	0.11	0.01	0.09	0.12	10.75	14	5
MgO	13.95	0.31	13.56	14.53	2.19	14	5
CaO	4.85	0.04	4.76	4.92	0.89	14	5
Na ₂ O	0.33	0.04	0.25	0.43	9.12	76	9
K ₂ O	0.37	0.04	0.33	0.43	10.76	14	5
P ₂ O ₅	0.40	<0.01	0.39	0.41	2.08	14	5
Co	641	6	632	649	0.86	18	9
Cr	63	3	58	69	5.44	18	9
Cu	3116	13	3103	3136	0.41	9	7
Nb	4	1	3	6	21.46	16	9
Ni	387	5	378	396	1.32	38	7
Rb	6	1	5	7	14.09	16	9
Sr	56	1	54	58	1.79	16	9
V	188	5	181	200	2.50	18	9
Y	97	2	94	100	1.67	16	9
Zn	343	3	338	347	1.01	9	7
Zr	182	9	166	200	4.81	16	9

Tabelle A 6 : Reproduzierbarkeit von Elementbestimmungen an mehreren Meßpräparaten einer Probe

N = Anzahl der Bestimmungen

T = Anzahl der Präparate

c) 15882

Elemente	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	N	T
SiO ₂	26.91	0.19	26.46	27.28	0.72	36	9
TiO ₂	2.86	0.09	2.74	3.04	3.06	36	9
Al ₂ O ₃	18.05	0.15	17.57	18.31	0.82	36	9
Fe ₂ O ₃	21.70	0.30	21.22	22.19	1.38	36	9
MnO	0.11	0.01	0.09	0.13	9.13	36	9
MgO	16.53	0.75	15.48	18.26	4.51	36	9
CaO	4.10	0.03	4.02	4.16	0.75	36	9
Na ₂ O	0.36	0.04	0.29	0.41	9.94	63	9
K ₂ O	0.80	0.01	0.77	0.83	1.73	36	9
P ₂ O ₅	0.20	<0.01	0.19	0.21	2.93	36	9
Co	1047	13	1027	1066	1.27	20	9
Cr	79	4	70	86	5.63	20	9
Cu	6354	57	6279	6476	0.90	22	9
Nb	13	1	12	15	7.59	10	9
Ni	272	4	262	280	1.47	54	9
Rb	15	1	13	17	8.04	10	9
Sr	33	1	31	34	3.75	10	9
V	595	4	585	605	0.75	20	9
Y	87	1	85	90	1.48	10	9
Zn	3951	40	3856	4013	1.01	22	9
Zr	181	3	177	184	1.48	10	9

Tabelle A 6 : Reproduzierbarkeit von Elementbestimmungen an mehreren Meßpräparaten einer Probe

N = Anzahl der Bestimmungen

T = Anzahl der Präparate

d) 6818

Elemente	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	N	T
SiO ₂	62.33	0.46	61.54	62.82	0.74	7	7
TiO ₂	0.38	<0.01	0.37	0.39	2.36	7	7
Al ₂ O ₃	14.00	0.10	13.86	14.14	0.73	7	7
Fe ₂ O ₃	11.00	0.27	10.69	11.47	2.44	7	7
MnO	0.03	<0.01	0.02	0.03	13.23	7	7
MgO	4.51	0.14	4.33	4.69	3.08	7	7
CaO	2.00	0.03	1.97	2.04	1.34	7	7
Na ₂ O	0.99	0.04	0.96	1.06	3.30	90	9
K ₂ O	1.38	0.02	1.35	1.40	1.37	7	7
P ₂ O ₅	0.23	<0.01	0.23	0.24	1.63	7	7
Co	110	2	106	114	1.73	18	9
Cr	38	3	35	44	7.74	18	9
Cu	847	7	835	856	0.82	9	9
Nb	5	1	4	7	16.10	17	8
Ni	52	1	51	54	2.05	7	7
Rb	23	1	22	25	3.40	17	8
Sr	64	1	62	66	1.55	17	8
V	55	4	50	64	7.29	18	9
Y	17	1	15	17	4.34	17	8
Zn	143	1	142	145	0.55	9	9
Zr	163	2	159	165	1.26	17	8

Tabelle A 6 : Reproduzierbarkeit von Elementbestimmungen an mehreren Meßpräparaten einer Probe

N = Anzahl der Bestimmungen

T = Anzahl der Präparate

e) 15366

Elemente	$\bar{x}$	s	Min.	Max.	V %	N	T
SiO ₂	39.97	0.33	39.53	40.74	0.83	16	8
TiO ₂	0.37	0.01	0.35	0.39	2.87	16	8
Al ₂ O ₃	11.75	0.07	11.63	11.92	0.63	16	8
Fe ₂ O ₃	20.59	0.36	20.07	21.15	1.75	16	8
MnO	0.09	0.01	0.07	0.10	12.89	16	8
MgO	6.52	0.16	6.22	6.84	2.52	16	8
CaO	6.52	0.06	6.41	6.63	0.92	16	8
Na ₂ O	0.64	0.05	0.57	0.75	6.22	63	9
K ₂ O	1.71	0.02	1.68	1.74	1.03	16	8
P ₂ O ₅	0.32	<0.01	0.31	0.34	2.12	16	8
Co	1335	8	1325	1346	0.59	9	9
Cr	461	4	456	470	0.92	9	9
Cu	23802	206	23442	24065	0.87	17	7
Nb	< 2	-	-	-	-	17	8
Ni	349	4	342	354	1.13	8	8
Rb	43	1	41	44	1.94	17	8
Sr	61	1	60	63	1.58	17	8
V	146	6	137	154	4.07	9	9
Y	18	1	16	19	4.27	17	8
Zn	3851	35	3789	3903	0.90	17	7
Zr	40	2	35	45	5.96	17	8

Tabelle A 7 : Übersicht über die wichtigsten bzw. auffälligsten Mineralbestände

- a) Mafit : Chlorit (grobkristallin), Granat (z.T. durch eingelagerten Graphit makroskopisch schwarz), Spinell (meist dunkelgrün, selten hellblau), Kalzit, Olivin (metamorph gesproßt, z.T. serpentinisiert), Graphit (meist fein verteilt, aber auch in Nestern von über 2 cm Durchmesser und ca. 1/2 cm Dicke), Apatit (meist xenomorph), Diopsid und Tremolit (in den weniger stark umgewandelten Partien), Zirkon (nur selten idiomorph).

Erzminerale sind : Pyrrhotin, Kupferkies, Zinkblende und Cubanit in wechselnden Mengenverhältnissen, Kobalt - Pentlandit (als Entmischungen und Körner), Ilmenit ($\pm$ Hämatit - Entmischungen, z.T. umgewandelt in Rutil $\pm$ Anatas), Mackinawit (als Entmischungen und Körner), Magnetit (teilweise als Titanomagnetit, selten teilweise sulfidisiert) Molybdänit, Pyrit, Markasit, Uraninit, ged. Antimon u.a.

- b) Kummingtonit - Felse : Kummingtonit, Quarz, Cordierit, Plagioklas, Granat, Chlorit, Anthophyllit, Spinell, Apatit, Titanit, selten Biotit und Zirkon.

Erzminerale sind : Pyrrhotin, Kupferkies, Zinkblende, Cubanit, Kobalt - Pentlandit, Mackinawit, Graphit, Pyrit, Ilmenit, Rutil, Uraninit, ged. Antimon, Bornit, Silber - Pentlandit, Argentit.

Es treten auch " Thucholite " auf.

- c) Granatführende Gneise : Quarz, Spinell (hellblau), Kummingtonit, Anthophyllit, Granat, Cordierit, Plagioklas, Biotit, Chlorit, Apatit und Zirkon.

Erzminerale sind : Pyrrhotin, Kupferkies, Zinnkies, Zinkblende, Pentlandit, Mackinawit, Ilmenit und selten Graphit.

- d) Skarne : Diopsid, Tremolit, Granat, Plagioklas, Spinell, Zirkon, Epidot, Chlorit, Muskovit, Biotit, Apatit, Titanit und Quarz.

Erzminerale sind : Pyrrhotin, Kupferkies, Zinkblende, Mackinawit, Zinnkies, Pentlandit, Cubanit, Graphit, Bleiglanz, Rutil, Uraninit, Molybdänit, Pyrit, Markasit, Silber - Pentlandit.

Tabelle A 7 : Fortsetzung

e) Gneise : Quarz, Biotit, Plagioklas, Spinell (hellblau), Apatit, Fuchsit,
+ Cordierit, + Diopsid, + Tremolit, Titanit, Zirkon.

Erzminerale sind : Pyrrhotin, Mackinawit, Kupferkies, Kupferglanz, Cubanit, Bornit, Zinkblende, Graphit, Bleiglanz, Uraninit, Pyrit, Markasit, Pentlandit, ged. Antimon, Antimonit, Molybdänit, Silber - Pentlandit.

Lagenweise eingeregelter Thucholite.

f) " Erz " : Je nach Gruppenzugehörigkeit Tremolit, Quarz, Plagioklas, Biotit.

Erzminerale sind : Pyrrhotin, Kupferkies, Cubanit, Mackinawit, Kobalt - Pentlandit, Zinkblende, Ilmenit, Magnetit, Rutil, Graphit, Molybdänit, Uraninit, ged. Antimon, Thucholite.

A 8 : Rechenschema für die Abschätzung der Gehalte an zweiwertigem Eisen

Zinkblende

Berechnung des Schwefelgehaltes, der als Zinkblende gebunden ist:

$$\text{Zn} \times 0.4904 = \text{S1}$$

Pentlandit (Me_9S_8)

Umrechnung der Gewichtsanteile der Elemente Co und Ni in Atomäquivalente d.h. Division durch das Atomgewicht:

$$\text{Co} : 58.9332 = (2)$$

$$\text{Ni} : 58.71 = (3) \quad \text{Der Eisenanteil (in Atomäquivalenten) entspricht ebenfalls (3)}$$

Umrechnung von (2) + (3) + (3) auf 9 Metallionen im Pendlandit; es ergibt sich (2') und (3').

Rückrechnung der Atomäquivalente im Pendlandit in Gewichtsanteile für 1 Mol Pendlandit:

$$(2') \times 58.9332 = (4)$$

$$(3') \times 58.71 = (5)$$

$$(3') \times 55.847 = (6)$$

Berechnung des Gewichtsverhältnisses der 8 Grammatome Schwefel zu den 9 Grammatomen Metalle im Pendlandit:

$$256.48 : ((4) + (5) + (6)) = \text{F1}$$

Berechnung des Anteils an Fe am Pendlandit entsprechend der Co- und Ni - Gehalte:

$$(3) \times 55.847 = \text{Fe1}$$

Berechnung des gewichtsmäßigen Anteils des Schwefels am Pendlandit:

$$(\text{Fe1} + \text{Co} + \text{Ni}) \times \text{F1} = \text{S2}$$

Kupfereisensulfid $\text{Cu}_x\text{Fe}_y\text{S}_z$

$$x = 5, \quad y = 7, \quad z = 12$$

Umrechnung der Atomäquivalente in Gewichtsanteile durch Multiplikation mit dem Atomgewicht:

$$(7) = 5 \times 63.546 = 317.73$$

$$(8) = 7 \times 55.847 = 390.93$$

$$(9) = 12 \times 32.06 = 384.72$$

Berechnung des notwendigen Eisens und Schwefels um alles Kupfer als Kupfereisensulfid gemäß obiger Formel zu berechnen:

$$\text{Cu} \times (8) : (7) = \text{Fe}_2$$

$$\text{Cu} \times (9) : (7) = \text{S}_3$$

Ermittlung des restlichen Schwefels:

$$\text{Gesamtschwefelgehalt} - (\text{S}_1 + \text{S}_2 + \text{S}_3) = \text{S}^\#$$

Berechnung des durch den restlichen Schwefel in Form von Troilit gebundenen Eisens

$$\text{S}^\# \times 1.7420 = \text{Fe}_3$$

$\text{Fe}_1 + \text{Fe}_2 + \text{Fe}_3$ gibt den sulfidisch gebundenen Anteil des Eisens an.

Falls kein Titanit beobachtet wurde, erfolgt die Berechnung des in Ilmenit gebundenen zweiwertigen Eisens:

$$\text{TiO}_2 \times 0.698 = \text{Fe}_4$$

$\text{Fe}_1 + \text{Fe}_2 + \text{Fe}_3 + \text{Fe}_4$ gibt den minimalen Anteil an zweiwertigem Eisen im Gestein an. Alles restliche Eisen ist silikatisch gebunden oder liegt als Magnetit vor.

Danksagung

Ich danke Herrn Prof. Dr. A. HELKE für seine Vermittlung, die es mir ermöglichte, das Erzvorkommen Riihilahti untersuchen zu können und besonders für seine Bereitschaft, als Betreuer dieser Untersuchungen zur Verfügung zu stehen.

Dem geologischen Stab von Outokumpu Oy danke ich für Diskussionen und Informationen, besonders aber Herrn Dr. E. PELTOLA für seine Zustimmung zu meiner Untersuchung sowie ihm und Herrn E. RAUHAMÄKI für die gastfreundliche Aufnahme bei meinen Aufenthalten in Finnland.

Ich danke der " Zentralen Kommission für die Förderung des wissenschaftlichen Nachwuchses " an der Johannes Gutenberg - Universität in Mainz für die Gewährung eines Stipendiums nach dem Graduiertenförderungsgesetz nach der Beendigung meines Zivildienstes.

Ich danke meinen Eltern für die Sicherung meines Lebensunterhaltes durch finanzielle Unterstützungen während meines Studiums und während dieser Promotionsarbeit.

Bei Norbert LASKOWSKI bedanke ich mich für seine Hilfe in vielen Fällen, in denen die Rechenprogramme des Institutes nicht ausführten, was ich ihnen korrekt befohlen zu haben glaubte.

Reinhard Fischer danke ich für die Schaffung des Plotprogrammes TRIXY und sein Bemühen, meine Wünsche an das Programm zu realisieren.

Hans Peter LANGE danke ich für seine Bereitschaft, bei allen, die RFA betreffenden Schwierigkeiten mit seiner Erfahrung zur Verfügung zu stehen, für seine Einführung in den Umgang mit den Auswerteprogrammen und für seine moralische Unterstützung bei meiner Meinungsbildung über Minimalanforderungen für die Qualität der RFA - Daten. Ferner gilt ihm und Doris LUZIUS mein Dank für das Probenwechseln an der Röntgenfluoreszenz in den frühen Morgenstunden, wodurch ein 24 - Stunden - Betrieb der RFA möglich war und in der bewilligten Meßzeit für 120 Proben die Messungen an allen 291 Proben aus Riihilahti und viele Kontrollmessungen an Standards durchgeführt werden konnten.

Mein ganz besonderer Dank gilt Hannele HORSCH nicht nur für ihre große Hilfe beim Einwiegen der Glastabletten und beim morgentlichen Probenwechseln, sondern auch bei der Reinfassung dieser Arbeit und der Zeichnungen.

Lebenslauf

Name	Roland, Karl, Willi Merkle
Geburtstag	14.03.1954
Familienstand	ledig
Eltern	Karl Merkle, Sparkassendirektor Jutta Merkle, geb. Diez, Hausfrau
Schulbildung	April 1960 - September 1960 : Volksschule in Herxheim September 1960 - April 1964 : Volksschule in Lauterecken April 1964 - April 1966 : Progymnasium in Lauterecken April 1966 - Mai 1972 : Gymnasium in Kusel Mai 1972 : Abitur am naturwissenschaftlich - mathematischen Zweig des Gymansiums in Kusel
Studium	Wintersemester 1972/73 : Immatrikulation für die Fächer Mineralogie und Geologie - Paläontologie an der Johannes Gutenberg - Universität in Mainz 22. April 1975 : Abschluß der Diplom - Vorprüfung in Geologie - Paläontologie mit der Gesamtnote - gut - 8. Mai 1978 : Abschluß der Diplom - Hauptprüfung in Mineralogie mit der Gesamtnote - sehr gut - Thema der Diplomarbeit : Erzmikroskopische Untersuchungen an der Lagerstätte Luikonlahti / Finnland Oktober bis Dezember 1978 : Aufenthalt in Finnland für Voruntersuchungen, Aufnahme von Bohrungen und Probenahme für eine Promotionsarbeit über das Erzvorkommen Riihilahi 23.04.1979 : Zulassung als Doktorand
Unterbrechungen	Ableistung des Zivildienstes im Zeitraum vom 05.06.1979 bis zum 30.09.1980 Danach erneute Aufnahme der Untersuchungen über das Erzvorkommen Riihilahi
Promotion	Mündliche Prüfung am 20.12.1982 mit der Gesamtbewertung " magna cum laude " (sehr gut bestanden)

